



Pro gradu -tutkielma
Meteorologia

HAIHDUTTAVIEN PINTOJEN LISÄÄMISEN VAIKUTUKSET
KAUPUNKIALUEEN MALLINETTUUN ENERGIATASEESEEN JA
RAJAKERROKSEN STABIILISUUTEEN

Eero Hallavo

22.4.2014

Ohjaaja: FT Leena Järvi

Tarkastajat: Prof. Timo Vesala, FT Leena Järvi

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto

HELSINGIN YLIOPISTO – HELSINGFORS UNIVERSITET – UNIVERSITY OF HELSINKI

| | | |
|---|-------------------------------|---|
| Tiedekunta/Osasto – Fakultet/Sektion – Faculty/Section | | Laitos – Institution – Department |
| Tekijä – Författare – Author | | |
| Työn nimi – Arbetets titel – Title | | |
| Oppiaine – Läroämne – Subject | | |
| Työn laji – Arbetets art – Level | Aika – Datum – Month and year | Sivumäärä – Sidoantal – Number of pages |
| <div>Tiivistelmä – Referat – Abstract</div> | | |
| Avainsanat – Nyckelord – Keywords | | |
| Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited | | |
| Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information | | |

SISÄLLYSLUETTELO

| | |
|---|-----------|
| 1. JOHDANTO | 1 |
| 2. TEORIA | 3 |
| 2.1. Kaupunkialueiden Energiatase | 3 |
| 2.1.1 Kaupunkialueiden vesitase | 6 |
| 2.2. Kaupunkien ilmakehään vaikuttavat piirteet | 8 |
| 2.2.1 Kaupunkirakenne ja kaupunkialueilla esiintyvät pinnat | 10 |
| 2.2.2 Lämmön varastoituminen | 12 |
| 2.2.3 Evapotranspiraatio | 14 |
| 2.2.4 Ihmisten elintavoista syntyvä lämpövuoto | 16 |
| 2.3. Ilmakehän rajakerros kaupunkialueilla | 18 |
| 2.3.1 Neutraali stationaarinen vakiovuokerros | 19 |
| 2.3.2 Ei-neutraali vakiovuokerros | 21 |
| 2.4. Kaupunkialueilla tehtyjä mallitutkimuksia | 23 |
| 2.4.1 Lämmön varastoituminen kaupunkialueilla | 23 |
| 2.4.2 Lämmön turbulenttiset vuot kaupunkialueilla | 24 |
| 3. MENETELMÄT | 25 |
| 3.1. SUEWS-malli | 26 |
| 3.1.1 Mallitutkimuksessa käytetyt meteorologiset syöttöarvot | 27 |
| 3.1.2 Mallinnetun alueen kuvailu | 28 |
| 3.2. Mallitutkimuksen meteorologiset olosuhteet | 29 |
| 3.2.1 Aikajaksolla vallinneet ilman lämpötilat | 31 |
| 3.2.2 Aikajakson sademäärät ja ilmankosteus | 32 |
| 4. TULOKSET | 34 |
| 4.1. Havaitun- ja latentin lämmön vuot | 34 |
| 4.2. Energiataseen termien vuorokautisvaihteluiden muutokset | 36 |
| 4.3. Mallinnetun alueen pintalämpötilat | 42 |
| 4.4. Simuloitujen energiataseiden vertailu vuomittauksiin | 43 |
| 4.5. A-simulaation turbulenttisten voiden ja lehtimetsän yhteydet | 45 |
| 4.5.1 Turbulenttiset vuot ja lehtialaindeksi | 46 |
| 4.5.2 Turbulenttiset vuot yöllä ja lehtimetsän vesivaje | 47 |

| | |
|--|-----------|
| 4.5.3 <i>Turbulenttiset vuot keskipäivällä ja lehtimetsän vesivaje</i> | 49 |
| 4.6. Simulaatioiden kitkanopeuksien muutokset | 51 |
| 4.7. Simulaatioiden stabilisuusindeksien muutokset | 52 |
| 5. JOHTOPÄÄTÖKSET | 55 |
| KIITOKSET | 59 |
| KIRJALLISUUSLUETTELO | 60 |

1. JOHDANTO

Ihmisten muuttoliike maaseudulta kaupunkeihin jatkuu. Vuonna 2000 kehittyneiden maiden asukkaista 75 % asui kaupungeissa ja kun mukaan lasketaan kaikki maailman asukkaat, ihmisistä kaupunkilaisia on 45 % (Arnfield, 2003). Luvun uskotaan jatkavan kasvuaan erityisesti kehittyvissä maissa ja vuoteen 2050 mennessä kaupungeissa arvioidaan asuvan 69 % kaikista maailman ihmisistä, kun vielä sata vuotta aikaisemmin 1950-luvulla suhde oli liki päinvastainen, jolloin 71 % ihmisistä oli maalaisia (Grimmond ym., 2010).

Kaupungistumisen ja kaupunkialueiden kasvun myötä kaupunkien vaikutus ympäristöön ja yhä useamman ihmisen elinolosuhteisiin on kasvanut. Alueilla ennen kaupungistumista esiintyneiden luonnollisten pintojen korvautuminen rakennetuilla pinnoilla sekä ihmisen elintavoista syntyvät lämpöenergia- ja hiukkaspäästöt muokkaavat kaupunkialueiden mikroilmastojen lämpö- ja kosteusolosuhteita sekä ilmakehän virtauksia, jotka kaupunkien ilmatilan tuulettamisen välityksellä vaikuttavat muun muassa kaupunki-ilman epäpuhtauksien pitoisuuksiin.

Kaupunki-ilman tuulettumista edistää ilmavirtauksen turbulenssi. Ilmakehän sitä osaa, johon maanpinta ulottaa turbulenssin välityksellä vaikutuksensa, kutsutaan ilmakehän rajakerrokseksi. Turbulenssi sekoittaa ilmakerroksia ja tasoittaa niiden välisiä eroja. Turbulenssi tuo ylemmän ilmakerroksen nopeaa ilmavirtaa alaspäin maanpinnan tasolle, jossa se voidaan kokea tuulen puuskan muodossa. Jotta ilman saapuminen kohti maanpintaa on mahdollista, täytyy tilavuudeltaan samansuuruisen ilmamassan siirtyä ylöspäin. Tämän vaihtokaupan mukana ilmakerrokset vaihtavat ominaisuuksiaan keskenään. Turbulenssin pystysuuntaisissa kuljetuksissa siirtyy liikemäärää, lämpöä, kosteutta, hivenkaasuja ja pienhiukkasia. Turbulenssia tuottavat ilmakehän pystysuuntaiset lämpötilaerot, tuulen nopeuden muutos korkeuden suhteen eli tuuliväanne sekä ilmavirtausta häiritsevä maaston epätasaisuus (Savijärvi ja Vihma, 2001).

Erilaisten pintojen hetkellisiä lämpötila- ja kosteusolosuhteita voidaan kuvata pintojen vesi- ja energiataseiden avulla. Luonto pyrkii tasapainoon ja vesi- ja säteilytaseiden kaikki vesi- tai energiamäärä saapuu ja tulee kulutetuksi taseissa

esiintyvien tekijöiden välityksellä. Jos jollekin pinnalle on ominaista, että yhden tekijän merkitys laskee tai poistuu kokonaan, muiden tekijöiden merkitys kasvaa. Esimerkiksi päivällä auringon lämmittäessä kuivaa rakennettua pintaa, jonka energiataseesta veden haihduttamisen merkitys on vähäinen, auringon säteilyenergia kuluu suuremmalta osin pinnan lämmöksi veden haihduttamisen sijaan. Pinnan lämpö puolestaan johtuu niin pinnan yläpuoliseen ilmaan kuin pinnan alapuoliseen rakennus- tai maa-ainekseen riippuen pinta-aineksen ominaisuuksista kuten lämmönjohtumiskyvystä ja ominaislämpökapasiteetista. Siten varsinkin talot ja muut rakennetut kuivat pinnat varastoivat päivällä lämpöä rakenteiden massaansa, mikä auringonlaskun jälkeen johtuu takaisin pinnalle ja lämmittämään kaupungin viilenevää iltaa. Rakennettujen pintojen lisääntyminen haihduttavien viherpintojen kustannuksella poikkeuttavat kaupunkien ilmanlämpötilan vuorokaudenaikaisvaihtelua ja siten ilmakehän lämpötilarakenteesta johtuvaa turbulenssia (Oke, 1982).

Lisäksi rakennukset eivät ole ilmavirtauksen näkökulmasta virtaviivaisia vaan lisäävät kaupunkialueen rosoisuutta. Täten rakennetun kaupunkipinta-alan ja viheralueiden suhteellisilla osuuksilla ja pintojen muuttuneilla ominaisuuksilla on suuri merkitys kaupunkien energia- ja vesitaseisiin sekä rajakerroksen rakenteeseen. Taseissa esiintyvien termien ominaisuuksien tutkimisen kautta on mahdollista ymmärtää kuinka kaupunkialueen ilmakehän rajakerroksen käyttäytyminen ja elinympäristömme muuttuu, kun rakennettujen- ja viheralueiden suhteelliset pinta-alaosuudet muuttuvat kaupungistumisen myötä.

Tässä pro gradu -tutkielmassa tutkittiin simuloimalla, miten ilmakehän rajakerroksen käyttäytymiseen vaikuttavat tekijät muuttuvat, kun kaupunkialueen läpäisemättömien pintojen ja läpäisevien pintojen suhteellisia osuuksia muutetaan alkuperäisestä. Näistä tekijöistä keskityttiin mallinnetun alueen pinnan energiataseen termien ja pintalämpötilan muutoksien sekä ilmakehän kitkanopeuden ja stabiilisuusindeksien tutkimiseen. Lisäksi simulaatioilla määriteltiin millaisia yhteyksiä mallinnetun alueen turbulenttisilla voilla eli havaitun lämmön vuolla ja latentin lämmön vuolla on mallinnetun alueen pintojen olosuhteiden kanssa.

2. TEORIA

2.1. Kaupunkialueiden energiatase

Pinnan energiatase sisältää ne fysikaaliset tekijät, jotka tuovat ja vievät pinnalta energiaa. Kaupunkialueilla yhtälöön pitää lisätä tekijä, joka kertoo kuinka paljon ihmisistä ja ihmisten elämäntavoista vapautuu lämpöenergiaa, on se sitten kodin ja rakennusten valaistuksesta, lämmityksestä, ilmastoinnista, ruoanlaitosta tai moottoriajoneuvoista syntyvää ja vapautuvaa hukkalämpöä. Kaupunkialueen energiayhtälöksi tulee, kun energiaa eniten pinnoille tuovat tekijät ovat yhtälön vasemmalla puolella ja energiaa kuluttavat tekijät oikealla (Grimmond ja Oke, 1986)

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S \quad (1)$$

jossa edellä mainittua ihmisten elintavoista syntyvä lämmön vuo eli ihmisperäinen lämmön vuo, joka tavalla tai toisella lopulta johtuu ilmakehään, kuvataan energiataseessa termillä Q_F [W/m^2]. Toinen pinnoille yleisesti energiaa tuova termi on pinnan säteilytase Q^* [W/m^2]. Pinnan energiaa kuluttavat termit ovat havaitun lämmön vuo Q_H [W/m^2], latentin lämmön vuo Q_E [W/m^2] ja pinnan alapuoliseen massaansa varastoituva lämpöenergia ΔQ_S [W/m^2]. Yhtälössä pintojen säteilytase Q^* koostuu pinnoille saapuvan ja pintojen lähettämän säteilyn erotuksesta. Saapuva säteily koostuu auringon suorasta ja epäsuorasta säteilystä, ilmakehän vastasäteilystä ja muilta pinnoilta saapuvasta säteilystä. Pinnoilta lähtevä säteily koostuu pinnan itsensä emittoimasta pitkäaaltoisesta lämpösäteilystä, jonka voimakkuus riippuu pinnan lämpötilasta ja emissiivisyydestä, ja pinnoille saapuvan säteilyn siitä osasta, joka peilautuu pinnalle ominaisen heijastuskyvyn eli albedon mukaisesti välittömästi takaisin ilmakehään tai seuraavaan säteen matkan varrelle osuvaan pintaan vaikuttamatta säteen heijastaneen pinnan oloihin.

Kun pinnan energiatase on positiivinen, pinta lämpenee. Lämmentäessä pinnoista alkaa johtua aivan pintojen läheisiin ilmamolekyyleihin lämpöenergiaa ja lämmentäessä ilman tiheys pienenee. Ympäristöään kevyempi ilma alkaa nousta, mikä siirtää pinnan lämpöä pikkuhiljaa yhä korkeammalle. Lämpimän pinnan ja viileän ilman, tai vastavuoroisesti lämpimän ilman ja viileän pinnan, välistä lämmönvaihtoa kutsutaan

havaitun lämmön vuoksi Q_H . Havaitun lämmönvuon merkitys ilmakehän rajakerrokselle on suuri, koska se muuttaa ilman stabiilisuutta eli ilmakehän eri korkeuksilla olevien kerrosten halukkuutta sekoittua keskenään.

Kosteilta pinnoilta, kosteasta maaperästä ja kasvien välityksellä ilmakehään haihtuu vettä. Veden höyrystyminen kuluttaa paljon energiaa ja siten sen merkitys energiataseessa on kosteilla pinnoilla suuri. Koska vesihöyry ei muuta ilman lämpötilaa ilman olomuotonsa muuttumista takaisin vedeksi, ilmakehään siirtynyt vesihöyry tavallaan sisältää piilotettua lämpöenergiaa. Ilmakehässä vesihöyry tiivistyy takaisin vedeksi, kun ilman tai vesihöyryä lähellä olevan pinnan lämpötila laskee kastepistelämpötilan alapuolelle ja höyrystymiseen kulunut energia vapautuu takaisin lämpöenergiaksi. Vesihöyryn muodossa pinnalta ilmakehään siirtyvän energian vuota kutsutaan latentin lämmön vuoksi Q_H .

Termi ΔQ_S kertoo kuinka paljon energiaa varastoituu rakennettuun materiaaliin ja viheralueiden maaperään.

Käytännössä kaikki energiataseen termit, lukuun ottamatta ihmisten elintavoista vapautuvan energian termiä, sijaitsevat ajoittain yhtälössä esitetyn paikkansa vastakkaisella puolella niin energian tuojana kuin viejänäkin. Kaikki absoluuttista nolla pistettä lämpimämmät kappaleet säteilevät pitkäaaltoista lämpösäteilyä ja jos lämpöään säteilevälle pinnalle ei saavu korvaavaa säteilyenergiaa, pinnan säteilytase on negatiivinen. Öisin ainoa pinnoille saapuva säteily on ilmakehän vastasäteily tai pintaa ympäröivien, avaraa taivasta peittävien kappaleiden kuten pintaa ympäröivien rakennusten seinien tai puiden pintojen lähettämää lämpösäteilyä, jotka eivät tavallisesti riitä kompensoimaan pinnan emittoimaa lämpösäteilyä vaan pinnat viilenevät. Kun pinta viilenee alapuolista pinta-ainestaan tai ilman lämpötilaa alemmaksi, näistä alkaa johtua lämpöenergiaa pinnalle. Myös latentin lämmön vuo vaihtaa suuntaansa, kun joidenkin pintojen lämpötila laskee kastepistelämpötilan alapuolelle ja pinnoille alkaa tiivistyä kosteutta ja vesihöyryyn sitoutunut kosteus vapautuu pinnan lämmöksi. Yhtä kaikki, kaikki kaupunkipinnoille saapuva energia tulee tavalla tai toisella jaetuksi ja käytetyksi yhtälön muiden termien kautta. Jos yhden termin merkitys on olosuhteiden johdosta pienentynyt tai poistunut kokonaan, muiden termien merkitys kasvaa tasapainon saavuttamiseksi. Käytännössä kaupunkialueen energiataseen ja sen termien vuorokaudenaikaisvaihtelun rytmittää aurinko mutta ihmisen vaikutus välittyy energiayhtälöön sellaisten pintojen

kautta, joiden heijastuvuus, lämmönjohtavuus, ominaislämpökapasiteetti ja kosteusolot poikkeavat luonnontilaisesta maanpinnasta.

Kun kaupunkialuetta tarkastelee kartalta, alueen pinta-ala on vakio, jossa luonnontilaiset pinnat ovat osittain vaihtuneet katoiksi, kaduiksi tai muiksi rakennetuiksi pinnoiksi ja viheralueiksi. Kun tarkastellaan kaupunki-alueen pinta-aloja, ei voida keskittyä vain alueen avaruudesta näkyvään maapinta-alaan vaan kaikkeen ilman kanssa kosketuksissa oleviin pintoihin. Jos maa-alueelle rakennetaan talo, rakennuksen katon pinta-ala korvaa menetetyn maa-alueen mutta ilman kanssa kosketuksissa oleva pinta-ala kasvaa rakennuksen neljän seinän pinta-alan verran, missä muutoksen suuruus riippuu rakennusten korkeudesta.

Karkeasti ottaen kaupunkialueen pinnat voidaan jakaa vettä läpäiseviin ja läpäisemättömiin pintoihin. Läpäisemättömiksi pinnoiksi voidaan lukea kaikki rakennetut pinnat, joilla sadevesi ei suotaudu pinna läpi vaan valuu suurelta osin pois ja pinnalle jäävä vesi haihtuu lopulta verrattain nopeasti ilmakehään. Tällaiset pinnat ovat suurimman osan ajasta kuivia, jolloin latentin lämmön vuon merkitys energiataseessa liki katoaa. Kun säteilytase on tällaisella pinnalla positiivinen, energia jaetaan vain ilman nostevoimia lisäävän havaitun lämmön vuon ja pinnan alapuoliseen massaansa johtuvan lämpövuon kautta. Rakenteisiin tai maa-ainekseen varautunut lämpö johtuu takaisin pinnalleen ja pinnan kautta havaitun vuon välityksellä ilmakehään, kun auringon laskettua pinnan säteilyjäähdyminen on jatkunut kyllin pitkään ja pinnan lämpötila on laskenut pinta-ainesta viileämmäksi. Jos rakenteista pinnalle johtuvasta lämmöstä huolimatta pinta viilenee ilman lämpötilaa kylmemmäksi, alkaa myös ilmasta johtua lämpöä pinnalle. Kun myös havaitun lämmön vuo suuntautuu kohti pintaan, ilman lämpötila laskee ja ilmakehä stabiloituu. Pinta-ainekseen varastoitunut lämpö hidastaa tätä tapahtumasarjaa pinta-aineksen ominaislämpökapasiteetin ja lämmönjohtavuuskyvyn mukaisesti. Sama tapahtumasarja tapahtuu myös aamuisin mutta toisinpäin. Jos rakenteet ovat viilenneet yöllä, aamulla auringon energia kuluu rakenteiden lämmittämiseen, mahdollisen kasteen haihduttamiseen eikä pelkästään pinnan lämmittämiseen ja havaitun lämmön vuon kasvattamiseen. Näin myös aamulla ilman lämpötilan muutos myöhästyy, kun pinta-aineksen määrä tai ominaisuudet ovat kaupungistumisen myötä muuttuneet. Rakennetuille pinnoille tyypillinen lämmön varastoituminen, havaitun lämmön vuo korostuminen pinnan energiataseessa ja säteilyolosuhteiden muutoksien vaikutuksia hidastava luonne

luovat kaupungeille tyypillisen lämpötilan vuorokausivaihtelun (Oke, 1982).

Kaupunkialueen ilman lämpötilan vuorokautisvaihtelu vaihtelee myös kaupungin sisällä sellaisten alueiden välillä, joiden kosteus- ja pinta-aineksen lämpöominaisuudet poikkeavat toisistaan. Käytännössä suurimmat erot tapahtuvat vettä haihduttavien ja varastoivien viheralueiden ja läpäisemättömistä, kuivista pinnoista koostuvien rakennettujen alueiden kesken. Koska energiataseen latentin lämmön vuo on tekijänä mukana vain sellaisissa tilanteissa, joissa vettä riittää haihdutettavaksi, läpäisevien ja läpäisemättömien pinta-alojen suhteelliset osuudet kaupunkien kokonaispinta-aloista määrittelevät kuinka lämpötilan vuorokautisvaihtelu käyttäytyy (Sprongen-Smith ja Oke, 1998). Sprongen-Smith ja Oke (1998) tutkivat puistojen viilentävää vaikutusta Vancouverissa (49°N) ja Sacramentossa (38°N). He totesivat, että Vancouverissa puistot ovat tyypillisesti 1-2 °C ja ideaaliolosuhteissa jopa 5 °C viileämpiä kuin niitä ympäröivät kaupunkialueet. Sacramentossa, jossa puistojen nurmia kastellaan, lämpötilaero saattoi olla jopa 5-7 °C. Puistojen viilentävän vaikutuksen he totesivat leviävän noin puiston leveysmitan etäisyydelle puistojen ulkopuolelle.

Rakennettujen pintojen energiataseeseen vaikuttavat ominaisuudet pysyvät liki vakioina mutta viheralueiden puiden ja pensaiden lehtien määrä vaihtelee kasvin suurimmasta mahdollisesta lehtimäärästä täydelliseen lehdettömyyteen. Energiataseessa lehtien tuuheus vaikuttaa albedon kautta niin alueen säteilytaseeseen kuin haihduttamiseenkin. Viheralueilla tapahtuu veden haihtumista suoraa pinta-aineksesta tai jos pinta-aines on kuivaa, haihdutus jatkuu niiden kasvien välityksellä, joiden juuret ylettyvät vedensaannin turvaavalle syvyydelle. Viheralueilla havaitun- ja latentinlämmön sekä maa-ainekseen johtuvan lämmön vuon merkitykset energiataseessa ja niiden seuraukset ilmakehään vaihtelevat maaperään varastoituneen veden sanelemana. Lisäksi ilmavirtaus kokee rakennukset tylopiksi ja kulmikkaiksi elementeiksi kun puut ovat ilmavirtaa läpäiseviä elementtejä varsinkin lehdettöminä aikoina.

2.1.1 Kaupunkialueiden vesitase

Kaupunkialueen energiatase kertoo kuinka paljon kaupunkialueen eri pinnoilla on energiaa käytettävissä lämmön varastointiin pinta-ainekseen, ilman lämmittämiseen ja veden haihduttamiseen. Näistä veden haihtuminen sitoo energiataseen ja

kaupunkialueiden vesitaseen yhteen. Grimmond ja Oke (1986) kuvaavat kaupunkialueiden vesitaseen seuraavasti

$$p + I = E + r + \Delta S \quad (2)$$

jossa yhtälön vasen puoli kuvaa kaupunkialueelle vettä tuovia termejä ja oikea puoli poistavia tai varastoivia termejä. Ensimmäinen termi vasemmalla on alueen sademäärä p ja toinen vesiputkien kautta kaupunkialueelle tuleva vesimäärä I . Ensimmäinen termi oikealla puolella on haihtuminen eli evapotranspiraatio E , joka kertoo kuinka suuri vesimäärä kaupunkipinnoilta, lähinnä viheralueilta latentin lämmön vuon mukana haihtuu vesihöyrynä ilmakehään. Termi r on veden valuma, joka kertoo kuinka suuri määrä vettä poistuu kaupunkialueelta vesistöjen, sadevesiviemäreiden ja pohjaveden kautta kaupunkialueen ulkopuolelle. Veden varastotermi on ΔS , joka kuvaa kuinka paljon veden määrä muuttuu kaupunkien viheralueiden maaperässä, muissa kasvualustoissa sekä kaupungin alueella olevien, vettä keräävien uomien ja lampien vesimäärässä.

Sadeveden kierto kaupunkialueella

Sade kastelee enemmän tai vähemmän tasaisesti kaikkia kaupunkialueen vaakasuoria pintoja. Rakennetuille vaakapinnoille kuten katoille ja kaduille on tyypillistä niiden läpäisemättömyys, minkä seurauksena pinnat vettyvät nopeasti ja sadevesi alkaa valua sadevesiviemäreiden kautta kaupungin puroihin, uomiin tai suoraa uloskaupunkialueelta. Kaupungin uomat ja purot lampineen voivat toimia myös sadeveden keräysaltaina mutta tulvien välttämiseksi niillä on yhteys pois kaupunkialueelta.

Ennen sadeveden osumista maahan sillä on mahdollisuus osua jollekin rakennetulle pinnalle tai viherkasvien lehtiin ja varsiin. Sadevedestä eri pinnoille tarttuvaa osuutta kutsutaan interseptioksi. Pinnoille voi tarttua sadevettä vain tiettyyn pitoisuuteen saakka. Kun pinnat ovat vettyneet, sadevesi alkaa valua pois. Se miten paljon pinnat ja kasvit interseptoivat sadevettä riippuu pintojen ominaisuuksista ja pinta-alasta. Koska pinnoille tarttunut sadevesi ei laskeudu maahan vaan lopulta haihtuu suoraan pinnoilta takaisin ilmakehään, interseptio on osa alueen haihduntaa.

Kaupunkialueella sadevesi voi imeytyä ja jäädä tekijäksi muokkaamaan kaupunkialueen energia- ja vesitaseita vain viheralueiden läpäisevillä, huokoisilla maa-alueilla. Myös viheralueille satava vesi alkaa valua pintavaluntana, jos pintamaa on täysin kylläinen vedestä tai sateen intensiteetti ylittää maaperän imukyvyn. Tämä osa viheralueille satavasta vedestä valuu pintavesivaluntana kohti vettä kerääviä uomia. Maanpinnan läpi suotautuneesta vedestä osa jää, riippuen kyseisen maaperän vedensitomiskyvystä, maaperän ylimpään juuristovyöhykkeeseen kasvien käytettäväksi. Osa vedestä jatkaa juuristovyöhykkeestä alaspäin välivyöhykkeeseen ja lopulta kapillaarivyöhykkeeseen pohjaveden yläpuolelle. Pohjaveden yläpuolisessa maassa olevaa vettä kutsutaan maavedeksi. Pohjavedessä liike suuntautuu liki vaakasuorasti kohti alueen pohjavettä keräävää uomaa.

2.2. Kaupunkien ilmakehään vaikuttavat piirteet

Grimmond ja Souch (1984) totesivat, että luonnollisten pintojen vaihtuminen rakennettuihin pintoihin muuttaa merkittävästi ilmapirran dynamiikkaan sekä pintojen säteilyyn, lämpöön ja kosteuteen vaikuttavia tekijöitä. Käänteisesti muutokset johtavat epätasapainoon ympäristön tilaa kuvaavissa yhtälöissä. Kun tilanne asettuu uusien pintojen sanelemaan tasapainoon, myös alueen ilmasto on muuttunut vastaamaan uutta tasapainotilannetta. Huomattavimmat muutokset ovat nousseen lämpötilan vuorokautisvaihtelu eli kaupunkien lämpösaarekeilmiö ja huonontunut ilmanlaatu.

Grimmond ja Souch (1984) jatkavat, että kaupunkialueen säteilytaseen tarkempi kuvaaminen vaatii erilaisten pintojen albedojen ja säteilytehokkuuden eli emissiivisyyksien parempaa tuntemista. Ilmapirran turbulenssin ymmärtäminen ja kuvaaminen vaatii ilmapirta poikkeuttavien vaakasuorien pintojen energiataseen vaikutusten lisäksi korkeiden elementtien muotoja kuvaavien mitta-arvojen tuntemista. Lämmön varastoitumisen tarkemmaksi kuvaamiseksi täytyy tuntea kaikkien kaupunkialueilla esiintyvien pintojen lämmön johtavuuteen vaikuttavat ominaisuudet ja missä suhteessa kaupunki koostuu viheralueista ja erilaisista rakennetuista pinnoista.

Kun tutkitaan pintojen vuorovaikutuksia ilmakehän kanssa, täytyy pintojen ja pinta-alojen merkitystä laventaa pelkistä vaakasuorista maapinta-aloista kaikkiin ilman kanssa kosketuksissa oleviin pintoihin. Viheralueilla voi yhden pinta-alayksikön kokoisen

maa-alan päällä olla moninkertaisesti enemmän ilman kanssa vuorovaikutuksessa olevaa pintaa, kun lasketaan maa-alan yläpuolella kasvavien kasvien kaikkien osien pinta-alat, kuten lehtien ja runkojen pinta-alat yhteen. Viheralueita kuvataan lehtialaindeksillä (LAI), joka kertoo kuinka monta neliömetriä lehtipinta-alaa on yhtä maa-alan neliömetriä kohden. Kasvien lehdet toisaalta heijastavat aurinkoa, mutta myös varjostavat maan pintaa. Se kuinka tuuhea kasvuston lehdistö on, vaikuttaa säteilyn todennäköisyyksiin osua kasvien lehtiin tai maan pintaan, jolloin lehdistön tuuheus lopulta vaikuttaa siihen kumman pinnan, maan vai lehtien, heijastavuus on kyseisellä alueella merkittävämpi. Lehtialaindeksi vaikuttaa myös kasvien haihduttaman kosteuden määrään, koska haihduttaminen riippuu siitä kuinka paljon kasvilla on lehtien pinnalla olevia ilmarakoja. Lisäksi tuuhea lehdistö katkaisee tehokkaasti sateen matkan maan pinnalle kunnes kasvin lehdet ja varret ovat vettyneet tarpeeksi. Näiden lisäksi lehtialaindeksi vaikuttaa myös ilmakehän virtauksen kokemaan maanpinnan rosoisuuteen. Mitä vähemmän kasveilla on lehtiä, kuten talvella, sitä vapaammin ja tuuli pystyy kulkemaan puiden ja pensaiden läpi häiriintymättä.

Kaupunkien kasvaessa luonnollisessa tilassa oleva maapinta-ala korvautuu rakennetuilla, veden ja tuulen kannalta läpäisemättömillä pinnoilla sekä enemmän tai vähemmän alkuperäisestä muokatuilla viheralueilla. Uusien ja varsinkin rakennettujen pintojen säteilyominaisuudet ja pinnan alapuolisen rakennusmateriaalin ominaislämpökapasiteetti ja lämmönjohtavuus poikkeavat entisestä. Lisäksi rakennusten muoto vaikuttaa siihen kuinka pinnoille saapuva säteily sekä myös uusien pintojen lähettämä pitkäaaltoinen säteily kimpoilee uudessa ympäristössä. Uudet rakennukset voivat niin varjostaa säteilyltä kuin myös katkaista jonkin pinnan heijastaman tai lähettämän pitkäaaltoisen säteen, joka rakentamattomassa ja avarassa ympäristössä olisi päässyt karkaamaan avaruuteen. Rakennusten muodot ja kaupunkialueen kaavoituksen tiiviys muokkaa ilmavirtauksia, mikä muuttaa ilmakehän alimman osan sekoittumista.

Pinnoille saapuvasta säteilystä osa heijastuu pinnan albedon mukaisesti takaisin ilmakehään vaikuttamatta pinnan oloihin, mikä vähentää säteilytaseessa pinnalle jäävää säteilyenergiaa. Alueen albedo koostuu rakennettujen pintojen, viheralueiden kasvien lehtien sekä maaperän albedoista, jolloin kokonaisalbedo riippuu erilaisten pintojen suhteellisista osuuksista kokonaispinta-alasta. Rakennettujen pintojen albedo riippuu pinnan laadusta ja sen väristä. Viheralueella pinnan albedo voi muuttua, kun

ruohonkorsien ja lehtien määrä eli lehtialaindeksi muuttuu kasvukauden aikana tai kun viheralueen kasvi vaihdetaan sellaiseen, jonka lehden albedo on erilainen aikaisempaan verrattuna. Kaupunkipintojen säteilytase koostuu maanpinnalle saapuvan säteilyn ja pinnan lähettämän säteilyn erotuksesta. Koska saapuva säteily ei juuri muutu, kun kaupunkia peittävien pintojen suhteellisissa osuuksissa tapahtuu muutoksia, muutokset kaupunkialueen säteilytaseessa liittyvät alueen pintojen muuttuneisiin albedoihin sekä muutoksiin pintojen lähettämässä pitkäaaltoisessa säteilyssä, jonka voimakkuus riippuu maanpinnan lämpötilasta, jossa pinnan rakennusmateriaalin ominaisuuksilla on suuri merkitys.

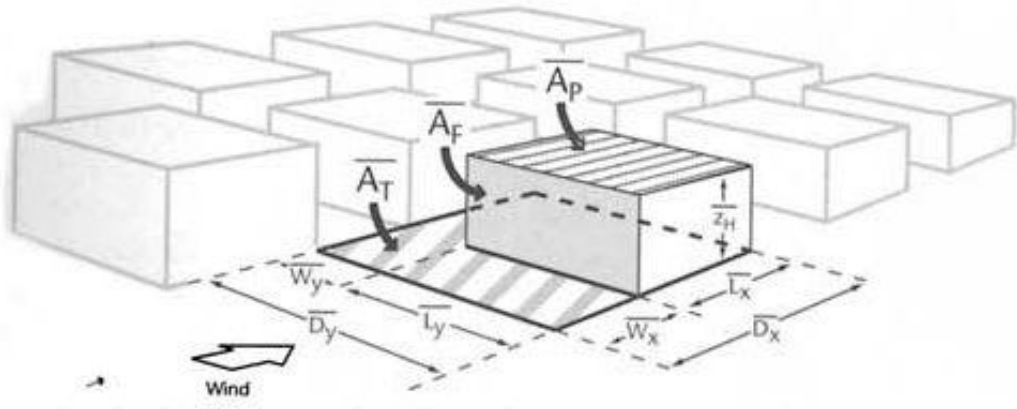
2.2.1 Kaupunkirakenne ja kaupunkialueilla esiintyvät pinnat

Erot pintojen ominaisuuksissa ja siten energiataseissa synnyttävät eroja mm. pintojen lämpötiloihin ja niiden pitkäaaltoiseen säteilyyn pinnan puoliavaruuteen. Kaupunkialueilla tilanteen tekee mielenkiintoiseksi se, että pinnan puoliavaruus voi kasvillisuuden lisäksi peittyä muista rakennuksista, jotka osaltaan estävät säteilyn ja se sisältämän energia karkaamisen ilmakehään ainakin hetkeksi. Puoliavaruuden peittyminen riippuu rakennusten ja puiden korkeuden lisäksi siitä, kuinka tiheäksi kaupungin asemakaava on suunniteltu eli miten kapea tila rakennusten väliin jää. Nunez ja Oke (1976) nimesivät kahden rakennuksen väliin jäävän tilan urbaaniksi kanjoniksi ja useamman korttelin alueella olevaa kanjonien verkostoa urbaaniksi latvustoksi, joka vertautuu puiden latvojen alapuoliseen ilmatilaan metsän sisällä.

Lisäksi rakennukset ja kasvit toimivat ilmapirta poikkeuttavina eli mekaanista turbulenssia tuottavina elementteinä, joiden vaikutusta turbulenssia kuvaavissa yhtälöissä edustaa rosoisuuskerroimet. Grimmond ja Oke (1999a) arvioivat tutkijoiden mikrometeorologisilla mittauksilla ja rakennusten geometriaan perustuvilla metodeilla saatujen rosoisuuskerroimien lukuarvoja keskenään. Geometriaan perustuvissa metodeissa kaupungin rakennuksia, korkeutta ja kaupunkirakenteen tiheyttä kuvailtiin mitta-arvoilla ja pinta-alasuhteilla (Kuva 1).

Pinta-alasuhteiden lisäksi tärkeä yksittäinen kaupunkia kuvaava mittaluku on kaupunkielementtien eli rakennusten ja puiden keskimääräinen korkeus Z_h . Pinta-alasuhteista vaakasuuntaisiin pintoihin perustuu suhdeluku $\lambda_p = A_p/A_t$, joka kuvailee

kaupunkirakenteen tiheyttä ja jossa A_p on rakennusten kattojen keskimääräinen pinta-ala, joka suhtautetaan tontin pinta-alaan A_t , johon lasketaan rakennuksien tarvitseman, katon pinta-alaa vastaavan maa-alan lisäksi rakennuksen kahta sivua reunustavien tiealueiden ja risteysalueen keskimääräiset pinta-alat. Tiealueista lasketaan mukaan vain kaksi sivua, koska laskusta jätetyt vastakkaiset kaksi tie- ja risteyspinta-alat voidaan ajatella jo tulleen käytetyksi edellisen talon pinta-alasuhteen laskemiseen.



Kuva 1. Rakennusten kolmiulotteisten muotojen ja kaupunkirakenteen kuvailu rakennusten ja katualueiden pinta-alasuhteiden avulla. Lähde: Grimmond ja Oke (1999a)

Mitä lähemmäksi mitta-arvoa yksi suhdeluku λ_p lähenee, sitä kapeammaksi talojen väliin jäävä kanjoni ohenee. Tavallisesti kaupunkien λ_p on välillä noin 0,1 ja 0,6 (Grimmonda ja Oke, 1999a). Rakennuskannan keskimääräistä korkeutta Grimmond ja Oke (1999a) kuvaavat pinta-alasuhteella

$$\lambda_c = \frac{A_p + 2(L_x z_h) + 2(L_y z_h)}{A_t} \quad (3)$$

jossa katon pinta-alan lisäksi otetaan mukaan talon kaikkien seinien pinta-ala, jotka yhteenlaskettuna suhteutetaan edellisestä pinta-alasuhteesta tuttuun tontin pinta-alaan. Kolmas pinta-alasuhte on $\lambda_F = A_F/A_t$ joka kuvailee ilmavirtaa vasten kohtisuorasti olevien seinien keskimääräistä kokoa suhteutettuna jo edellisistä suhteista tuttuun pinta-alaan A_t . Toisin kuin pinta-alasuhte λ_p , joka lähestyy mitta-arvoa yksi kun rakennukset on liki kiinni toisissaan, kaksi muuta suhdelukua voi kasvaa reilustikin yli yhden kun rakennusten korkeus kasvaa tarpeeksi. Turbulenssia kuvaavissa yhtälöissä tarvittavien

rosoisuuskertoimien arvoja voidaan arvioida sijoittamalla lasketut suhde- ja mittaluvut tutkijoiden kehittämiin kaavoihin (Grimmond ja Oke, 1999a).

Kaupunkien yleisimmät pinnat maan tasalla ovat päällystetyt, läpäisemättömät pinnat kuten tiet ja aukiot sekä viheralueet kuten puistot, nurmialueet ja puutarhat. Järvi ym. (2011) SUEWS-mallissa (The Surface Urban Energy and Water Balance Scheme) kaupungin maa-alan täyttyy rakennuksista, päällystetystä maa-alasta kuten kaduista, havu- ja lehtipuumetsistä, vesialueista sekä niin keinokastelluista kuin kastelemattomista nurmialueista.

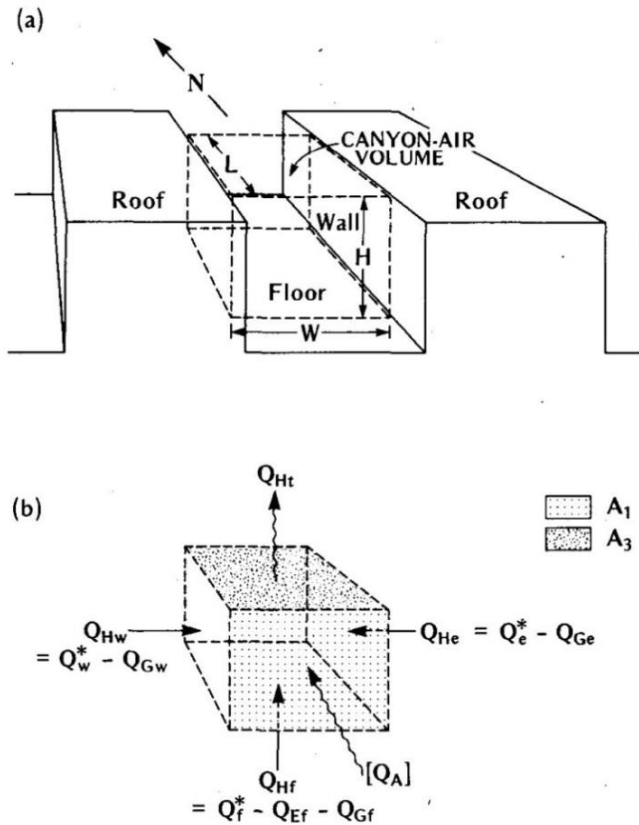
2.2.2 Lämmön varastoituminen

Kaikki massa varastoi lämpöä, niin viheralueen puiden rungot, huokoinen maaperä, kivet, kalliot kuin rakennusmateriaalitkin. Näiden materiaalien ominaislämpökapasiteetti ja lämmönjohtavuusominaisuudet vaihtelevat, ja kun luonnontilaisen alueen pinta korvataan rakennetulla, muuttuu myös alueen energiatase. Kaikki kaupunkipinnoille tuleva energia tulee tavalla tai toisella kulutetuksi. Jos pinnalle johtuu tai säteilee energiaa, se jaetaan energiataseessa pinnan ominaisuuksien mukaisesti. Massoihin varastoituvaa energiaa kutsutaan lämpövarasto-termiksi.

Nunez ja Oke (1977) laajentavat kaupunkialueella lämpöä kerääväksi alueeksi pintojen lisäksi rakennusten väliin syntyvän kanjonin sisältämän ilman, joka rajataan korkeussuunnassa kanjonia reunustavien talojen kattojen korkeudelle (Kuva 2). Laajemmin kokonaisten kortteleiden väleihin jäävät kanjonit muodostavat yhdessä urbaanin latvuston, jossa talojen katot ja kanjonien ilmapakettien ylärajat muodostavat yhdessä kaupunkirajakerroksen alimman kerroksen. Rakennusten seiniin tai katuun varastoitunut lämpö siirtyy ensin kanjonin ilmaan, josta lämpö siirtyy kattojen yläpuoliseen kaupunkirajakerrokseen kanjonissa olevan ilmapaketin ylärajalla tapahtuvan turbulenssin ja kattojen välityksellä.

Kun illalla pintojen säteilytase muuttuu negatiiviseksi, pintojen rakennusmassaan ja ilmaan sitoutunut lämpö alkaa johtua viilenneelle pinnalle, jossa se tulee kulutetuksi säteilyjäähdytymisen lisäksi latentin- ja havaitun lämmön vuon kautta. Luonnollisen maaperän korvanneet rakennetut pinnat ovat usein kuivia pintoja, eikä latentin lämmön vuolla ole roolia rakennettujen pintojen energiataseessa vaan lämpö vapautuu vain

havaitun lämmön vuon kautta ja säteilemällä. Lämmön varastoituminen hidastaa kaupunkialueen ilman lämpötilan laskua illalla verrattuna alueisiin, joiden pinta-aineksen ominaislämpökapasiteetti ei ole rakennettujen materiaalien veroinen tai joiden päivällä saadusta energiasta suurempi osa on kulunut veden haihduttamiseen lämmön varastoitumisen sijaan.



Kuva 2. Hahmotelma rakennusten väliin jäävästä kanjonista (a-paneeli), jossa kanjonin ilmapaketti kuvataan katkoviivalla ja kvalitatiivinen kuvailma kanjonin seinämien ja ilman välillä tapahtuvista havaitun lämmön voista (b-paneeli). Lähde: Nunez ja Oke (1977)

Ilmiöstä johtuvia, ympäröiviä alueita lämpimämpiä kaupunkialueita kutsutaan urbaaneiksi lämpösaarekkeiksi. Yhtä kaikki, muutokset kaupunkialueen rakenteessa ja pintojen vaihtumisessa heijastuvat energiataseiden kautta ilman lämpötilaa muuttavaan havaitun lämmön vuohon, joka on vastuussa ilman lämpötilan ja ilman nostevoimien välityksellä myös termisen turbulenssin muodostumisesta.

2.2.3 Evapotranspiraatio

Haihtuminen ilmakehään voi tapahtua suoraan maaperästä, vesialtaista, läpäisemättömiltä pinnoilta ja kasvien juuri-varsi-lehti -systeemin välityksellä. Näiden yhteisestä haihdutusta kutsutaan evapotraspiraatioksi, joka jaetaan suoraa pinnoilta tapahtuvaksi haihtumiseksi eli evaporaatioksi ja kasvien juuri-varsi-lehti -systeemin välityksellä tapahtuvaksi haihtumiseksi eli transpiraatioksi.

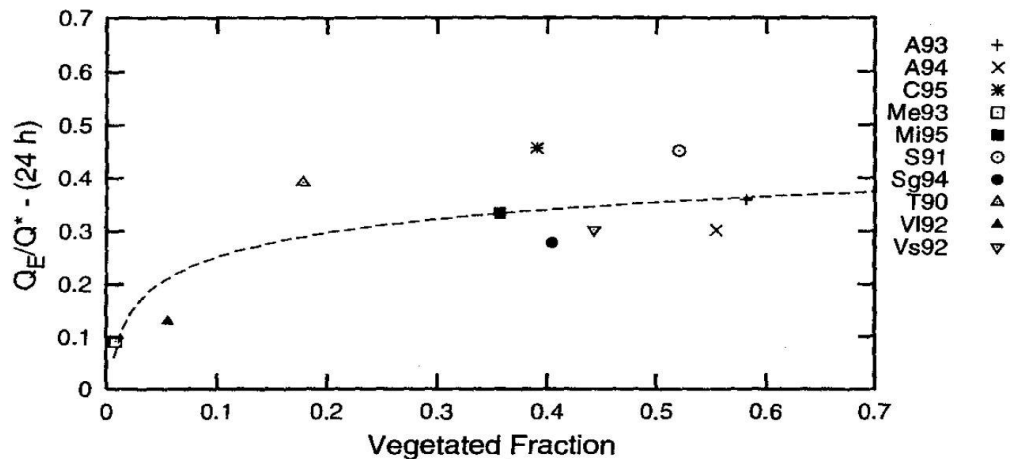
Haihtumista voi tapahtua vain jos siihen tarvittavaa energiaa on saatavilla, pinnat ovat vettyneitä tai kasvien juuret ylettyvät kosteaan maaperään ja ilmapirran sekoittuminen tuo haihduttavalle pinnalle kuivaa ilmaa vesihöyrystä jo kyllästyneen tilalle. Sekoittumisesta vastaa turbulenssi, jota synnyttävät havaittavan lämmön vuon aiheuttamat nostevoimat eli terminen turbulenssi sekä alueen maaston rosoisuudesta ja tuulivänteestä ilmapirtaan syntyvä mekaaninen turbulenssi. Saatavilla olevan energian määrittelevät sääolot mutta vallitseva sää vaikuttaa haihduttamiseen myös kasvien transpiraation kautta. Jos ilman lämpötila nousee, ilman suhteellinen kosteus laskee tai maaperä kuivuu, kasvi alkaa varoa liiallista kuivumista, pienentää ilmarakonsa ja transpiraatio pienenee.

Kaupunkialueilla haihduttavien pintojen suhteellinen osuus kaupungin pinta-alasta on vähentynyt. Grimmond ja Oke (1999b) totesivat, että puiden merkitys kaupunkialueilla on suuri koska niiden määrä voi olla jopa suurempi kuin kaupungeja ympäröivillä viljelys- ja laidunalueilla. Lisäksi puita voi kasvaa myös pinnoitettujen teiden ja aukoiden alueilla. Käytännössä ihminen voi vaikuttaa kaupunkialueen evapotranspiraatioon lisäämällä viheralueita osuutta kokonaispinta-alasta ja keinokastelulla.

Grimmond ja Oke (1999b) tutkivat Pohjois-Amerikan kaupunkien: Los Angelesin Arcadian (A93 ja A94), Chicagon (C95u), Mexico Cityn (Me93), Miamin (Mi95), Sacramenton (S91u), Los Angelesin San Gabrielin (Sg94), Tucsonin (T90) ja Vancouverin (Vs92 ja V192) latentin lämmön voita. Alueista Mexico City oli kaupungin ydinkeskustaa, Vancouverin V192 pienteollisuusalue ja muut asuinalueita. Tuloksissa he kuvasivat haihduntaan kuluneen energia osuuden säteilytaseen energiasta (Q_E/Q^*) suhteutettuna viheralueen suhteelliseen osuuteen kokonaispinta-alasta (Kuva 3).

He totesivat, että Mexico Cityn ja Vancouverin pienteollisuusalueen latentin lämmön voidaan pienet arvot johtunevat viheralueiden osuuden pienuudesta ja

keinokastelun vähäisyydestä. Tusconin (T90) varsin korkea haihtuvuus arvioitiin keinokastelun ansioksi. Vancouverin esikaupunkialueella (Vs92) sen sijaan koettiin mittauksien aikana jo pitkään kestänyt kuivuus, jolloin kaikki keinokastelu oli kiellettyä ja haihdunnan osuus jäi pieneksi viheralueista huolimatta. Myös Chicago (C95) kärsi mittausten aikana ennätysheiteistä mutta keinokastelua ei kielletty, mikä liki tuplaa haihdutukseen kuluvan energian osuuden säteilytaseesta verrattuna Vancouveriin.



Kuva 3. Kaupunkien säteilytaseesta haihduttamiseen kuluvan energian suhde suhteutettuna viheralueiden osuuteen kokonaispinta-alasta. Lähde: Grimmond ja Oke (1999b)

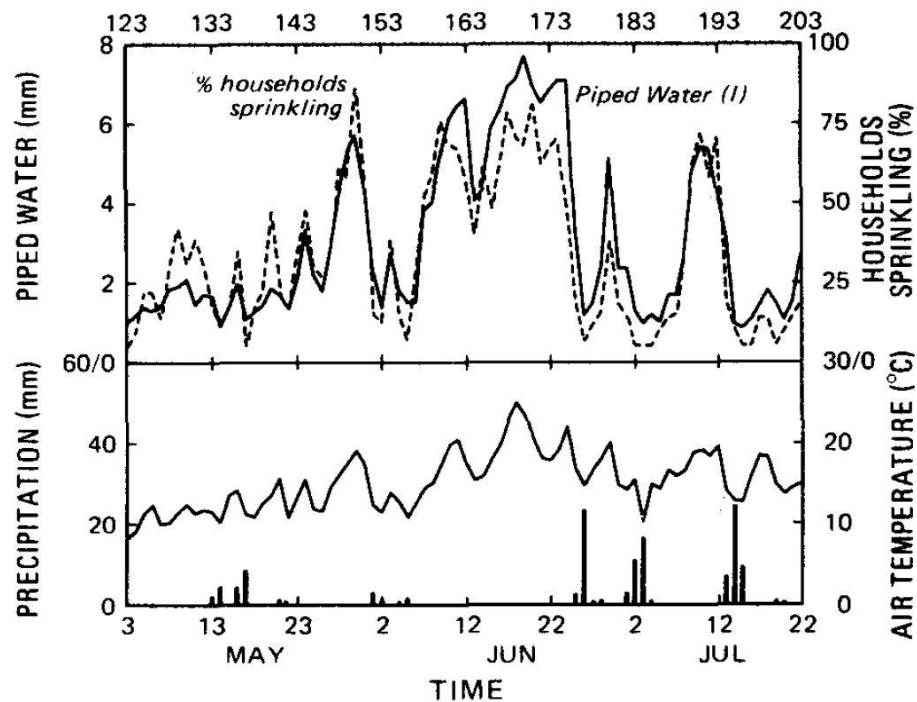
Muissa kaupungeissa tulokset ovat kohtuullisen yhdenvertaisia, vaikka alueilla vallitsee erilaiset ilmasto-olosuhteet. Lisäksi he toteavat, että vaikka tuloksissa on hajontaa, haihdutuksen ja viheralueiden määrän yhteys on ilmeinen ja että haihduntaa kuvaavien mallien tulisi ottaa huomioon myös keinokastelu.

Keinokastelu

Sateen lisäksi kaupunkialueelle tulee vettä vesiputkiston kautta, josta osa päättyy kaupunkialueen eri pinnoille. Viheralueiden keinokastelun lisäksi vettä haihtuu jossain määrin uima-altaiden, rikkinäisten vesiputkien ja katujen puhdistuksen yhteydessä.

Grimmond ja Oke (1986) tutkivat mittauksilla ja tietokonemallilla keinokastelun merkitystä Vancouverilaisella asuinalueella. Kesäkuukausista touko- ja kesäkuu olivat totuttua kuivempia mutta heinäkuu kosteampi. Tutkimusalue koostui 60 % läpäisevistä ja 40 % läpäisemättömistä pinnoista ja he arvioivat 50 % läpäisevistä pinnoista olleen tarvittaessa kasteltuja. Keinokastelua tutkittiin asukaskyselyllä touko-elokuun aikajaksolta,

jolloin 12 % asutokunnista piti kirjanpitoa vedenkäytöstään (Kuva 4). Kuvasta pystytään havaitsemaan keinokastelun ja vesiputkistosta mitatun vedenkulutuksen välinen yhteys. Tietokonemallilla he pystyivät tutkimaan, miten veden haihtuminen alueella muuttuu, jos keinokastelu jätetään tekemättä. Ilman keinokastelua he arvioivat haihtumisen vähentyvät 24 % touko-elokuun ja keinokastelulla olevan merkittävä rooli asuinalueiden haihdunnassa kesäkuukausina.

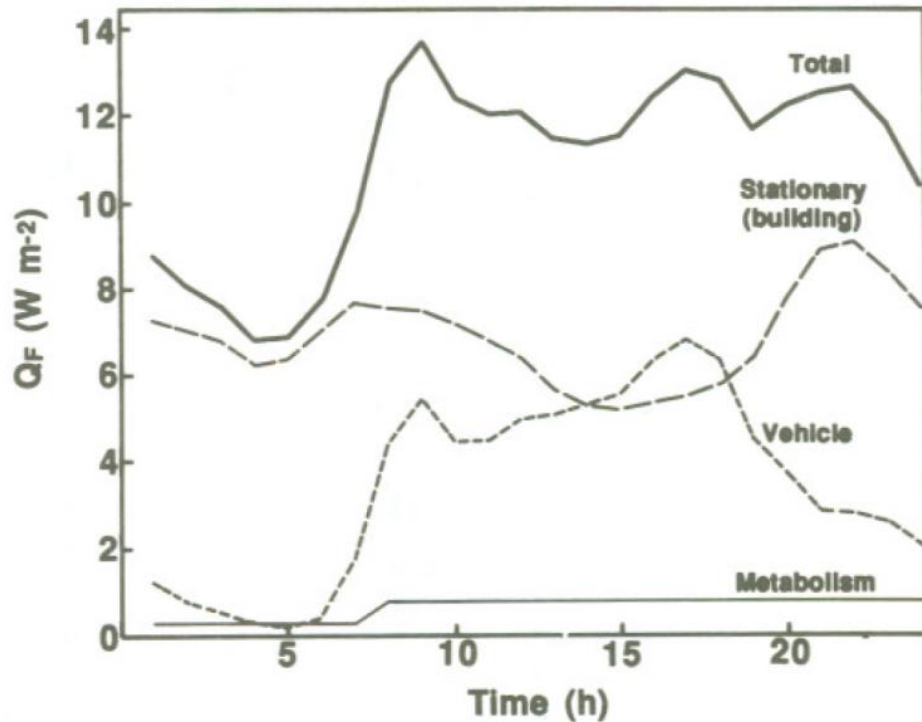


Kuva 4. Vesiputkistoista mitattu veden kulutus ja keinokastelua tehneiden asutokuntien osuus touko-elokuussa 1982. Lähde: Grimmond ja Oke (1986)

2.2.4 Ihmisten elintavoista syntyvä lämpövuoto

Ihmisen elintavoista syntyvä ihmisperäinen lämpövuoto on ilmakehään vapautuvaa lämpöenergiaa, joka syntyy ihmisten käyttämien laitteiden hukkalämmöstä. Grimmondin (1992) tutkimuksessa ihmisperäinen lämpövuoto oli jaettu kolmeen osaan: Polttomoottoreiden käytöstä vapautuva lämpö, rakennuksista vapautuva lämpö ja merkitykseltään usein mitättömään, ihmisen aineenvaihdunnasta eli ihon ja hengitysilman mukana vapautuvaan lämpöön. Rakennuksista vapautuva lämpö syntyy kaikesta energiasta kuluttavasta toiminnasta kuten lämmityksestä, ilmastoinnista, valaistuksesta ja muista ihmisen käyttämistä sähkölaitteista.

Grimmondin (1992) tutkimuksessa ihmislähtöinen lämpövuon mallinnettiin tietokoneella, jolla määriteltiin Vancouverilaisen asuinalueen energiataseen termejä. Kuvassa 5 näkyy kolmen ihmislähtöisen lämpövuon eri tekijöiden kuvaajat.



Kuva 5. Kolmen ihmislähtöisen lämpövuon ja niiden yhteisvaikutuksen kuvaajat. Lähde: Grimmond (1992).

Grimmond (1992) totesi, että vuositasolla polttomoottoreista syntyvä lämpö pysyy vakiona vuoden ympäri toisin kuin rakennuksissa syntyvä lämpö, joka laskee kesällä kun lämmityksen tarve vähenee. Lisäksi kesällä, kun energiataseen muiden termien suuruusluokka kasvaa lisääntyvän auringon säteilyn myötä, ihmislähtöisen energiavuon merkitys pienenee. Kuumissa ilastoissa täytyy muistaa, että rakennuksissa syntyvää lämpövuon voi olla suurimmillaan kesällä, kun ilmastointilaitteiden sähkönkulutus on suurimmillaan, ja pienimmillään talvella, kun niin ilmastointia kuin lämmitystäkään ei tarvita (Sailor ym., 2011).

Ihmislähtöisessä lämpövuossa täytyy muistaa myös kaupungin korkeuden suuri merkitys. Ichinose ym. (1999) tutkivat Tokiossa ihmislähtöisen lämpövuon merkitystä kaupunkien lämpösaarekeilmiössä. Tutkimuksessa ei otettu huomioon ihmisen aineenvaihdunnassa syntyvää lämpövuota mutta kuumen veden käytössä vapautuva lämpövuon otettiin. Tokion keskustassa ihmislähtöinen lämmönvuon oli päivällä 400 W/m².

Talvella maksimivuo saattoi olla jopa $1\,500\text{ W/m}^2$, josta kuumen veden osuus oli toimisto- ja hotellirakennuksissa 51 % ja lämmityksen 37 %. Tutkimusalueen rakennukset olivat kaksi 48 kerroksista toimistorakennusta ja yksi 47 kerroksinen hotelli. Kerrosneliötä kohden maksimivuo oli vajaa 31 W/m^2 . Kesällä samojen rakennusten ihmisperäisen lämmönvuon maksimiarvo oli 908 W/m^2 , josta 13 % kului ilmastointiin. Kerrosneliötä kohden kesän maksimivuo oli hieman yli 19 W/m^2 .

2.3. Ilmakehän rajakerros kaupunkialueilla

Ilmakehän rajakerros on ilmakerros, jonka virtaukseen maanpinta ominaisuuksillaan vaikuttaa. Maanpinnan vaikutus leviää ilmakehässä ylöspäin turbulenssin välityksellä. Turbulenssi voidaan jakaa mekaaniseksi ja termiseksi turbulenssiksi. Turbulenttisen virtauksen liikeyhtälöitä ei osata ratkaista analyyttisesti ja sen sanotaankin olevan klassisen fysiikan yksi viimeisistä ratkaisemattomista ongelmista (Savijärvi ja Vihma, 2001). Turbulenssia ja sen vaikutuksia voidaan kuitenkin ymmärtää sen tilastollisten ominaisuuksien avulla.

Ilmakehän rajakerros voidaan jakaa osiin ja pintaa lähinnä oleva kerros on viskoosi eli molekylaarinen rajakerros. Turbulenttisten pyörteiden koko kasvaa korkeuden mukana ja kun pyörteiden kokoa seurataan lähestyttäessä pintaa, pyörteiden koko pienenee ja lopulta viskoosissa rajakerroksessa pienimpien pyörteiden liike-energia dissipoituu lämmöksi ja liike loppuu. Dissipaation ja liikemäärän vuon τ_0 eli suuremmilta pyörteiltä pienemmille siirtyvän energian täytyy olla tasapainossa. Viskoosissa rajakerroksessa kaasuseokselle ominainen viskositeetti ja pinnan karheus määrittelevät kerroksessa tapahtuvan vuorovaikutuksen. Tähän kuluva energia otetaan liikemäärän vuon välityksellä ilmapinnan liike-energiasta, mikä jarruttaa ilmapintaa ja ilmapinnan voidaan sanoa tuntevan kitkaa.

Seuraava kerros on pintakerros, jossa ilmakehän pitoisuuserojen kuten lämpötila-, kosteus-, liikemääräerojen sekä aerosolien pitoisuuserojen tasoittamisesta vastaa turbulenssi. Pintakerroksen korkeudeksi määritellään ilmakerros, jossa turbulenttisten voien suuruudet eivät korkeuden mukana muutu 10 % enempää (Savijärvi ja Vihma, 2001). Kerrosta kutsutaan myös vakiovuokerrokseksi. Tuulen suunta ei vakiovuokerroksessa muutu korkeuden mukana vaikka tuulen keskimääräinen nopeus

kasvaa ja lähestyy rajakerroksen yläpuolisen tuulen nopeutta.

Rajakerroksen yläpuolella tuuli on geostrofista, jossa maapallon pyörimisestä aiheutuva coriolisvoima on kääntänyt tuulen samansuuntaiseksi vakiopainepintojen kanssa. Itse rajakerroksessa tuuli on kääntynyt kitkasta johtuen kohti matalapaineen keskustaa. Toisin kuin vakiovuokerroksessa, rajakerroksessa maanpinnan vaikutus alkaa heikentyä ja myös tuulen suunta alkaa kääntyä geostrofisen tuulen suuntaiseksi. Tätä kerrosta kutsutaan Ekman- eli spiraalikerrokseksi.

2.3.1 Neutraali stationaarinen vakiovuokerros

Savijärveä ja Vihmaa (2001) mukaillen ilmapirtauksen kuvailu on yksinkertaisimmillaan silloin, kun siitä on karsittu termistä turbulenssia tuottavien nostevoimien vaikutus pois eli ilmakerroksen potentiaalilämpötilan pystyprofiili ($\partial\theta/\partial z$) ei muutu korkeuden kasvaessa eikä tiivistymistä tai haihtumista tapahdu. Potentiaalilämpötila on laskennallinen lämpötila, jonka ilmapaketti saa, kun se siirretään adiabaattisesti omalta korkeudeltaan merenpinnan tasolle. Ilmapaketin laskeutuessa ilmanpaine puristaa ilmapaketin yhä pienemmäksi ja ilmanpaineen voidaan ajatella tekevän työtä, jolloin puristamiseen käytetty energiamäärä muuttuu ilmapaketin lämpöenergiaksi. Lisäksi maanpinta on vaakasuora eikä sen ominaisuudet muutu. Tällöin keskimääräisen ilmavirran nopeusprofiili korkeuden suhteen ($\partial u/\partial z$) voidaan arvioida viskoosiin rajakerrokseen suuntautuvan liikemäärän vuon τ_0 ja korkeuden z perusteella yhtälöllä (Savijärvi ja Vihma, 2001)

$$\frac{z}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{1}{k} = \text{vakio} \quad (4)$$

jossa k on von Karmanin vakio, joka mittausten perusteella on 0.40 ja u_* on kitkanopeus, joka voidaan laskea pinnan ominaisuuksista riippuvan liikemääränvuon τ_0 avulla yhtälöllä (Savijärvi ja Vihma, 2001)

$$u_* = zk \frac{\partial u}{\partial z} = \sqrt{\tau_0/\rho} = \sqrt{-\overline{u'w'}} \quad (5)$$

jossa yhtäläisyysmerkin ensimmäinen kaava on yhtälö 4 ratkaistuna kitkanopeuden suhteen, mikä kertoo tuulen nopeuden korkeusriippuvuuden ($\partial u/\partial z$) eli tuuliväänteen vaikutuksen kitkanopeuden ja mekaanisen turbulenssin aiheuttajana, ρ on ilman tiheys ja $\overline{u'w'}$ on tuulen vaaka- ja pystykomponentin kovarianssi. Kovarianssin arvo on positiivinen, kun tuulen komponentit tai muut skalaariset komponentit poikkeavat omista keskiarvoistaan samaan suuntaan samanaikaisesti ja kun valittujen muuttujien vaihtelut ovat keskiarvojensa ympärillä vastakkaismerkkiset, kovarianssi on negatiivinen. Tuulen tapauksessa, kun jollain korkeudella koetaan tuulen vaakasuuntainen puuska ja samanaikaisesti tuulen pystykomponentti on keskimääräistä pienempi, tulee näiden kovarianssista negatiivinen. Koska yhtälön 5 viimeisessä neliöjuuressa on kovarianssitermin edessä miinus, tulee näiden tulona neliöjuuren alle positiivinen luku kuten neliöjuuren alle pitääkin tulla. Kun kovarianssi ja liikemäärän vuo on negatiivinen, se suuntautuu kohti maan pintaa eli ylempi virtaus luovuttaa nopeuttaan alemmalle, alempi antaa vaihtokauppana tilalle hitaampaa ja ylempi ilmavirtaus hidastuu eli kokee kitkaa. Tuulen vaaka- ja pystynopeudet ovat mitattavissa, mikä mahdollistaa pinnan ominaisuuksien aiheuttaman kitkan ja siten pinnan ominaisuuksia kuvaavien mittalukujen arvioimisen mikrometeorologisin mittauksin ja niistä laskettavissa olevan kovarianssin avulla (Aubinet ym. 2012).

Kuten todettua, aivan pinnan lähellä ilma lakkaa liikkumasta. Korkeus jolla keskimääräinen tuuli katoaa, riippuu kitkasta eli pinnalle ominaisesta rosoisuudesta. Integroimalla yhtälö 4 ylöspäin tältä korkeudelta, voidaan laskea logaritminen tuulilaki (Savijärvi ja Vihma, 2001)

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (6)$$

jossa z_0 on pinnan rosoisuutta kuvaava rosoisuuskerroin.

Rosoisuuskertoimet

Käytännössä kaikki luonnolliset ja rakennetut pinnat ovat maapallolla esiintyville ilmavirtauksille aerodynaamisesti rosoisia pintoja, jotka aiheuttavat pintakitkaa. Pinnan vaikutusta ilmavirtaan voidaan kuvailla pinnalle ominaisella rosoisuuskertoimella z_0 .

Toisaalta, kun tuuli törmää puuhun tai rakennuksen seinään, syntyy seinää vasten dynaaminen paine, joka aiheuttaa virtaukseen muotokitkaa. Tällöin logaritmisen tuulilain mukainen virtausprofiili löytyy vasta reilusti rosoisuuskertoimen yläpuolelta ja logaritmisen tuulilain korkeusarvoa z täytyy korjata siirroskorkeudella z_d ja näin logaritmiseksi tuulilaiksi tulee (Savijärvi ja Vihma, 2001)

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z - z_d}{z_0} \right) \quad (7)$$

jossa siirroskorkeus z_d riippuu korkeiden elementtien keskimääräisestä korkeudesta, muodosta ja tiheydestä toisiinsa nähden eli kaupungissa rakennusten korkeudesta ja rakennusten väliin jäävän kanjonin leveydestä. Kanjonien kapeus pienenee mitä tiiviimmin kaupunki on rakennettu. Koska tuulen eri komponenttien nopeudet voidaan mitata halutuilla korkeuksilla ja kitkanopeus voidaan laskea mittaustuloksien kovarianssina, alustojen rosoisuuksia ja siirroskorkeuksia voidaan määrittää mittausten avulla. Lisäksi näitä pintaparametreja voidaan arvioida tavoilla, joissa pintaparametrit arvioidaan kaupunkien rakennusten keskimääräisten korkeuksien, muodokkuutta sekä kaupunkirakenteen tiiviyyttä kuvaavilla pinta-alasuhteilla.

2.3.2 Ei-neutraali vakiovuokerros

Koska pinnan ja ilmakehän välillä tapahtuu lämmön vaihtoa, ilmakehän potentiaalilämpötilaprofiili on harvoin täysin neutraali vaan ilmakehä on enemmän tai vähemmän stabiili tai epästabiili eli labiili.

Neutraalissa ilmakehässä ilman potentiaalilämpötila ei nouse korkeuden mukana ja jos ilmapaketti pakotetaan vaihtamaan korkeuttaan, se ei koe olevansa ympäristöään kylmempi ja raskaampi tai lämpimämpi ja kevyempi vaan jää pakotetulle korkeudelleen.

Stabiilissa ilmakehässä kylmin ja raskain ilma on lähellä maanpintaa eli potentiaalilämpötila nousee korkeuden suhteen. Jos stabiilissa ilmakehässä ilmapaketti pakotetaan nousemaan tai laskemaan, se on ympäristöään kylmempi ja näin myös tiheämpi tai laskevassa tapauksessa ympäristöään lämpimämpi ja kevyempi. Stabiilissa ilmakehässä painovoiman pyrkii palauttamaan korkeudeltaan poikenneet ilmapaketit

alkuperäisille korkeuksilleen. Stabiili ilmakehä syntyy, kun pintojen säteilyjäähdyminen laskee pintojen lämpötilaa. Pintojen viilennettyä ilman lämpötilaa kylmemmiksi, lämmin ilma alkaa luovuttaa lämpöä havaitun vuon kautta pinnalle jäähtyen samalla itse. Ilman lämpötila lasku leviää hiljalleen ylöspäin ja ilmakehän lämpötilarakenne stabiloituu.

Labiilissa ilmakehässä ilman potentiaalilämpötila laskee korkeuden kasvaessa. Labiili tilanne syntyy, kun aurinko alkaa lämmittää maan pintoja nostaen niiden lämpötilan pinnan kanssa kosketuksissa olevan ilman lämpötilaa korkeammaksi. Lämmennyt pinta alkaa havaitun lämmön vuon välityksellä lämmittää pinnan läheistä ilmaa, joka samalla muuttuu yläpuolellaan olevaa ilmaa kevyemmäksi. Lämmennyt ilma alkaa nousta ja nousseen ilman tilalle laskeutuu ylhäältä kylmempää ilmaa. Labiili ilmakehän synnyttää ilmakehän pystysuuntaisia siirroksia eli termistä turbulenssia ja tasoittaa sekoittumisen välityksellä ilman pitoisuuseroja alhaalta lähtien.

Labiili ilmakehä tuottaa itsessään termistä turbulenssia, neutraali ei vastusta sitä mutta stabiili ilmakehä vastustaa pystysuuntaisia siirroksia.

Monin-Obukhov-teoria

Ilmakehän stabiiliutta ei-neutraalissa ilmakehässä kuvataan Monin-Obukhov-teorian avulla. Ilmakehän stabiilisuuden mitta on Obukhov-pituus L (Savijärvi ja Vihma, 2001)

$$L = \frac{u_*^2 T_0}{g \beta k T_*} = \frac{-u_*^3 T_0 c_p \rho}{g k H_0 \beta} \quad (8)$$

missä u_* on kitkanopeus [m/s], T_0 pintakerroksen keskilämpötila kelvinasteikolla [K], c_p ilman ominaislämpökapasiteetti [J/Kg·K], ρ ilman tiheys [Kg/m³], g painovoimakiihtyvyys [m/s²], k von Karmanin vakio, H_0 havaitun lämmön vuo pinnalla [W/m²] ja parametri $\beta = 1 + 0.61 T_0 c_p \frac{E_0}{H_0}$ kuvaa kosteuden vaikutusta nosteeseen ja jossa E_0 on vesihöyryn vuo pinnalla [W/m²]. L kuvaa nostevoimien aiheuttaman termisen turbulenssin merkitystä turbulenttisessa virtauksessa. Mitä suurempi nostevoimien osuus on, sitä pienempi on L itseisarvo.

Stabiilisuusindeksi

Savijärvi ja Vihma (2001) toteavat, että neutraalissa tilanteessa Obukhovin-pituus lähestyy ääretöntä joko negatiiviselta tai positiiviselta puolelta. Ilmakehän stabiilisuuden kuvaamisen yksinkertaistamiseksi Obukhovin-pituus voidaan sijoittaa stabiilisuusindeksin nimittäjäksi (Savijärvi ja Vihma, 2001)

$$\zeta = z / L \quad (9)$$

jolloin ilmakehän neutraalien tilanteiden Obukhovin-pituuksien äärettömyyttä lähentyvät arvot lähenevät stabiilisuusindeksin muodossa nollaa. Stabiilisuusindeksissä osoittajana oleva z on korkeus, jolla mikrometeorologiset mittaukset on tehty.

2.4. Kaupunkialueilla tehtyjä mallitutkimuksia

2.4.1. Lämmön varastoituminen kaupunkialueilla

Grimmond ja Oke (1999c) tutkivat kuinka hyvin OHM -malli (Objective hysteresis model) pystyi simuloimaan energitaseen lämmön varastotermin (ΔQ_S) käyttäytymistä seitsemässä Pohjois-Amerikan kaupungissa (Chicago, Los Angelesin Arcadia ja San Gabriel, Mexico City, Miami, Sacramento, Tucson ja Vancouver). Mallin toimivuutta tutkittiin vertaamalla mallin simuloimia tuloksia kaupungeissa tehtyihin mittauksiin. Kaupungit sijaitsivat keskileveysasteilla erilaisissa ilmasto-olosuhteissa. Kaupunkien rakennuskannan korkeudet, asemakaavan tiheydet ja kaupungeissa esiintyvien pintojen tyypit sekä pintojen suhteelliset osuudet kokonaispinta-alasta vaihtelevat kaupunkien kesken. Eteläisimmän kaupungin Mexico Cityn ja pohjoisimman Vancouverin etäisyys toisistaan on noin 30 leveysastetta.

Kaupunkien pinta-alat jaettiin vettä läpäiseviin viheralueisiin, vettä läpäisemättömiin pintoihin kuten katuihin ja rakennuksiin. Rakennuksien pinta-alat oli jaettu vielä erikseen kattopinta-aloihin ja seinäpinta-aloihin. Kaupunkirakenteen tiheyttä ja korkeutta kuvattiin suhteella, jossa kaikki edellä mainittujen pintojen yhteenlaskettu

pinta-ala suhteutettiin asemakaavan pinta-alaan, jonka voidaan ajatella sisältävän vain alueen vaakasuorat pinnat mutta ei seinien pinta-alaa.

Meksiko Cityn seinäpinta-ala oli tutkittujen alueiden suurin 43 %, mikä nosti kaupungin rakennuskannan korkeutta kuvaava suhteen 1,75. Matalin kaupunkirakenne oli Los Angelesin Arcadiassa, missä seinäpinta-alaa oli 12 % kokonaispinta-alasta ja kaupungin korkeussuhde 1,16. Muiden kaupunkien korkeussuhteet olivat alkaen matalimmasta kaupunkirakenteesta: Los Angelesin San Gabrielissa 1,18, Sacramentossa 1,22, Tucsonissa 1,25, Miamissa 1,33, Vancouverin pienteollisuusalueella 1,39, Vancouverin pientaloalueella 1,49 ja Chicagossa 1,71 (Grimmond ja Oke, 1999c).

Vähiten viherpinta-alaa kokonaispinta-alasta oli Meksiko Cityssä (1 %) ja eniten Arcadian (Los Angeles) mittauspisteen ympäristössä (49 %). Muiden kaupunkien vehreydet olivat alkaen harmaimmasta kaupunkirakenteesta: Vancouverin pienteollisuusalueella 4 %, Chicagossa 24 %, Miamissa 26 %, Tucsonissa 28 %, San Gabrielissa (Los Angeles) 31 %, Vancouverin pientaloalueella 33 % ja Sacramentossa, jonka kaupunkipinta-alasta 42 % oli viheraluetta. Alueista vain Meksiko City luokiteltiin urbaaniksi ja muut olivat asuinalueita pois lukien Vancouverin pienteollisuusalue (Grimmond ja Oke, 1999c).

Grimmond ja Oke (1999c) totesivat, että lämmön varastotermi on merkittävä tekijä energiataseessa ja pinnan nettosäteilyn ollessa positiivinen, 17 % - 58 % pinnalle saapuvasta säteilyenergiasta varastoituu kaupunkipintojen massaun. Lämmön varastotermi merkitys on sitä suurempi, mitä enemmän kokonaispinta-alasta on rakennettuja, vettä läpäisemättömiä pintoja. Lämmön varastotermi ja nettosäteilyn vuorokautisvaihteluissa on selkeä vaihe-ero, jossa lämmön varastotermi seuraa nettosäteilyvuota viiveellä ja voidaan sanoa, että rakennettujen pintojen määrän kasvaessa energiatase reagoi ulkoisiin muutoksiin hitaammin, mikä on osittain luomassa kaupunkialueille tyypillistä lämpösaarekeilmiötä.

2.4.2 Lämmön turbulenttiset vuot kaupunkialueella

Grimmond ja Oke (2002) jatkoivat tutkimustaan energiataseen turbulenttisten voiden puolelle LUMPS-mallilla (Local-scale urban meteorological parametrization scheme), jonka laskemia turbulenttisten voiden tuloksia verrattiin vastaavilla alueilla tehtyihin

mittauksiin. Yhtäläisyyksiä edellisen kappaleen mallitutkimukseen oli useita; samat kaupungit, mallin syöttöarvot olivat lähtöisin samoista mikrometeorologisista mittauksista ja joihin myös mallin simuloimia tuloksia verrattiin sekä se, että LUMPS-mallin osana toimi aikaisemmasta paranneltu OHM-malli.

Heidän työtään motivoi turbulenttisten voiden merkitys ilmakehän stabiiliuteen, joka vaikuttaa paikallisella tasolla ilmavirtauksen rakenteen ja kaupunkirajakerroksen korkeuden kautta muiden muassa ilmansaasteiden pitoisuuksiin kaupunkialueilla.

Grimmond ja Oke (2002) totesivat, että LUMPS-malli kykenee mallintamaan kaupunkialueiden turbulenttisten voiden ajallisia ja paikallisia vaihteluita. Havaintojen perusteella säteilyn nettovuosta kului tiiviittien kaupunkialueiden ja pienteollisuusalueilla vähintään 50 % lämpövarastotermin kautta ja toiseksi tärkein energiataseen termi näillä alueilla oli havaitun lämmön vuo. Latentin lämmön vuon merkitys kasvoi haihduttavien alueiden suhteellisen osuuden kasvaessa. Kaikilla alueilla voidaan havaita vuorokautisvaihteluiden olevan jäljessä rakentamattomia alueita ja aamuisin säteilyn nettovuosta kuluu ensisijaisesti ja suuremmassa suhteessa rakennetun materiaalin lämmittämiseen, mikä vastavuoroisesti näkyy havaitun lämmön vuon myöhästyneenä laskuna iltaisin auringonlaskun jälkeen.

3. MENETELMÄT

Tutkimus tehtiin kolmella mallisimulaatiolla. Tietokonemallina mallisimulaatiossa käytettiin The Surface Urban Energy and Water Balance Scheme -mallia (jatkossa SUEWS). Tuloksissa verrataan kahta simulaatiota, joiden läpäisevien ja läpäisemättömien pintojen määriä on muutettu, sellaiseen simulaatioon (SIMU₀), jossa erilaisten pintojen suhteelliset osuudet kokonaispinta-alasta vastaa nykyistä Kumpulan kampuksen ympäristöä. Ensimmäisessä muokatussa simulaatiossa (SIMU_A) alueelle ajatellaan rakennettavan monikerroksinen autojen pysäköintirakennus, jolloin pysäköintialueilta vapautunut läpäisemätön asfalttipinta-ala muutetaan läpäiseväksi ja haihduttavaksi lehtimetsäksi. Toisessa muokatussa simulaatiossa (SIMU_B) tutkitaan viherkattojen vaikutuksia muuttamalla edellisten muutosten lisäksi kaikki rakennukset keinokastelluksi nurmeksi.

3.1. SUEWS-malli

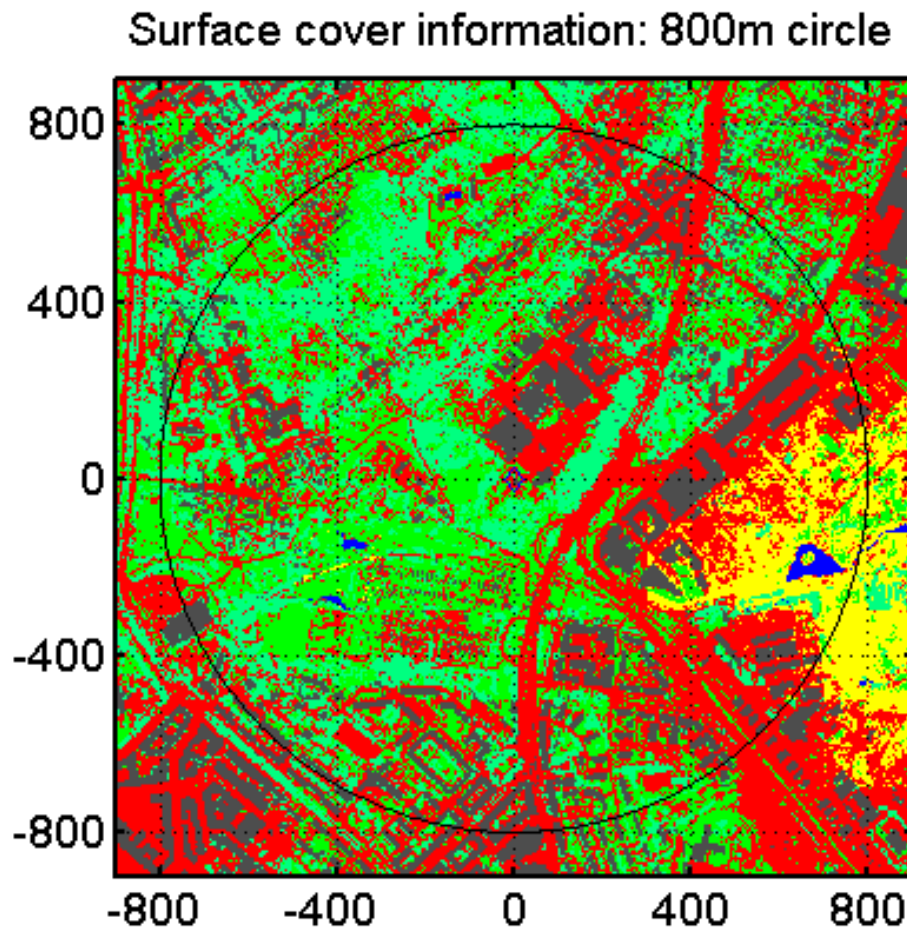
Järvi ym. (2011) kirjoittavat, että SUEWS-malli on kehitetty mallintamaan pintojen vesi- kuin energiataseiden voiden arvoja yhdessä. Malli kykenee jatkamaan simulaatiota useamman vuoden aikajänteellä. Lisäksi malli tarvitsee vain rajoitetun määrän syöttöarvoja, jotka voidaan tuottaa SUEWS-malliin yhdistetyllä mesoskaalan ilmastomallilla tai saada meteorologisen mittausaseman havainnoista. Lisäksi he kuvailivat malliaan, että jotta tarvittavien syöttöarvojen olisi mahdollisimman pieni, SUEWS-malli rakentuu useampaan alimalliin.

Malli ottaa pelkkien pintojen lisäksi huomioon myös pintojen alapuoliset pinta-ainekset, jotka toimivan omina yksikerroksisina veden ja lämpöenergian varastoina. SUEWS-mallissa mallinnettavan alueen pinta voi koostua päällystetyistä alueista kuten asfaltoiduista alueista, rakennuksista, havu- ja lehtimetsistä, keinokastelluista nurmialueista, kastelemattomista nurmialueista ja vesialueista. Näistä vain vesialueilla ei ole erillistä pinnan alapuolista pinta-ainesta. Kun pintojen alapuolinen pinta-aines vettyy, ylimääräinen vesi poistuu joko pintavaluntana tai suotautuu kokonaan pois pinta-aineksen alapuolelle. SUEWS-malli voi simuloida yhtä mallinnettavaa aluetta tai mallinnettava alue voi koostua useammasta osa-alueesta, joiden kokoa tai muotoa eivät ole ennalta määrätty ja jotka voidaan määritellä olevan yhteydessä toisiinsa tai ei. Mallinnettaessa useasta osa-alueesta koostuvaa kokonaisuutta, voidaan esimerkiksi veden valuvan viereiselle alueelle, jolloin vettä ei katoa kokonaisuudesta vaikka se yhdeltä osa-alueelta poistuisikin. Laskeakseen eri voiden käyttäytymistä, SUEWS-malli tarvitsee meteorologisiksi syöttöarvoiksi tuulennopeuden, suhteellinen ilmankosteuden, ilman lämpötilan ja paineen, sademäärän sekä ilmakehän lyhytaaltoisen säteilyn. Lisäksi tarvitaan edellä mainittujen erilaisten pintojen suhteelliset osuudet mallinnettavan alueen kokonaispinta-alasta. Yksi aika-askel SUEWS-mallilla on 5 minuutista yhteen tuntiin riippuen tarkasteltavasta suureesta. Vesitaseen laskussa aika-askel on 5-minuuttia, jotta malli pystyisi vastaamaan mahdollisimman reaalisesti lyhytaikaisiin sade- ja kastelutilanteisiin kuten sadekuuroihin.

3.1.1 Mallitutkimuksessa käytetyt meteorologiset syöttöarvot

Vallitseva säätilaa ei mallinnettu vaan tietoina käytettiin Kumpulan kampusalueella sijaitsevan SMEAR III -mittausaseman vuoden 2010 mittaustuloksia.

Kampusalueen mittausasema sijaitsee noin 4 km päässä Helsingin keskusta koilliseen kuvan 7 origossa.



Kuva 7. Laserkeilauskuva Kumpulan kampusalueen lähipiiristä noin 800m säteellä SMEAR III -mittausasemasta (origo). Läpäisemättömät pinnat ovat: Punaisella asfaltoidut pinnat ja avokalliot sekä harmaalla rakennukset. Läpäisevät pinnat ovat: Keltaisella sorapinnat, vihreällä nurmialueet ja vaalean vihreällä havu- ja lehtimetsät. Lähde: Maanmittauslaitos

Ilmatieteen laitos (2014) kuvailee SMEAR III -mittausaseman ympäristöä monipuolisesti. Heidän esittelyä mukaillen, Kumpulan aluetta voidaan kuvailla seuraavasti alkaen luoteesta jatkaen myötäpäivää:

Luoteis-koillissektorissa on noin 300 m etäisyydellä itse Kumpulan kampusalue, jossa suurin osa pinnoista on läpäisemättömiä asfalttipintoja kuten teitä ja paikoitusalueita sekä kampuksen rakennuksia. Rakennusten korkeudet ovat noin 20-30 metriä. Ulompi osa luoteis-koillissektorista on vihreää Kumpulan pientalo- ja pienkerrostaloaluetta. Luoteis-koillissektori oli myös mallitutkimuksessa käytetyn hilan alue.

Koillis-kaakkoissektorissa mittausaseman ja nelikaistaisen Lahdenväylän (E4) välissä on noin 50 metrin leveydeltä 10-15m korkea lehtimetsää. Lahdenväylän takana on Arabian vielä osittain rakenteilla oleva kerrostaloasuinalue, joka päättyy noin 2 km leveään Vanhankaupunginselän länsirantaan. Rannan ja kerrostaloalueen rantakaistale on aukea nurmikenttä, joka on osittain maisemoinniltaan keskeneräistä sorapäällysteistä aluetta.

Kaakois-lounaissektorilla jatkuu mittausasemaa kiertävä lehtimetsä, jonka ulkopuolta reunustaa kasvitieteellinen puutarha sekä siirtolapuutarha pienine mökkeineen. Sektorilla on myös avoimia nurmialueita. Jatkettaessa sektoria ulommaksi kohti etelää, alkaa Helsingin kantakaupunki.

Lounais-luoteissektorilla jatkuu mittausasemaa kiertävä lehtimetsä. Suoraa lännessä noin 300 m etäisyydellä on Kumpulan kartano rakennuksineen, jota ympäröi kasvitieteellinen puutarha. Puutarhojen ja nurmialueiden jälkeen alkaa rivitaloasuinalue pihoineen mutta alueella on myös Kättilönopisto, joka on 9-11 kerroksinen rakennus. Lounaissuunnassa lehtimetsä jatkuu noin 400 m päähän kunnes Kumpulanlaakson vihreä omakotitalo- ja pienkerrostaloalue alkaa. Asuinalueelta jatkettaessa ulommaksi, metsä muuttuu pääosin havumetsäksi. Itse mittausasema on rakennettu Kumpulan toiseksi korkeimmalle avokalliolle.

3.1.2 Mallinnetun alueen kuvailu

Mallitutkimuksessa simuloitiin Sm1-sektoria Kumpulan kampusalueella, joka vastasi kuvassa 7 näkyvästä ympyrästä 1/4 -osaa. Mallinnettu Sm1-sektori vastasi edellisen luvun luoteis-koillissektoria. Sm1-sektorin pinnat koostuvat rakennuksista, pinnoitetuista maanpinnoista, jättömaasta, havu- ja lehtimetsistä sekä nurmi- että kastelluista nurmialueista. Tutkitun hilan kokonaispinta-ala oli 44,7 ha. Simulaatioiden eri pintojen suhteelliset osuudet kokonaispinta-alasta näkyvät taulukossa 1.

Taulukko 1. Mallisimulaatioiden eri pintojen suhteelliset osuudet mallinnetun alueen kokonaispinta-alasta.

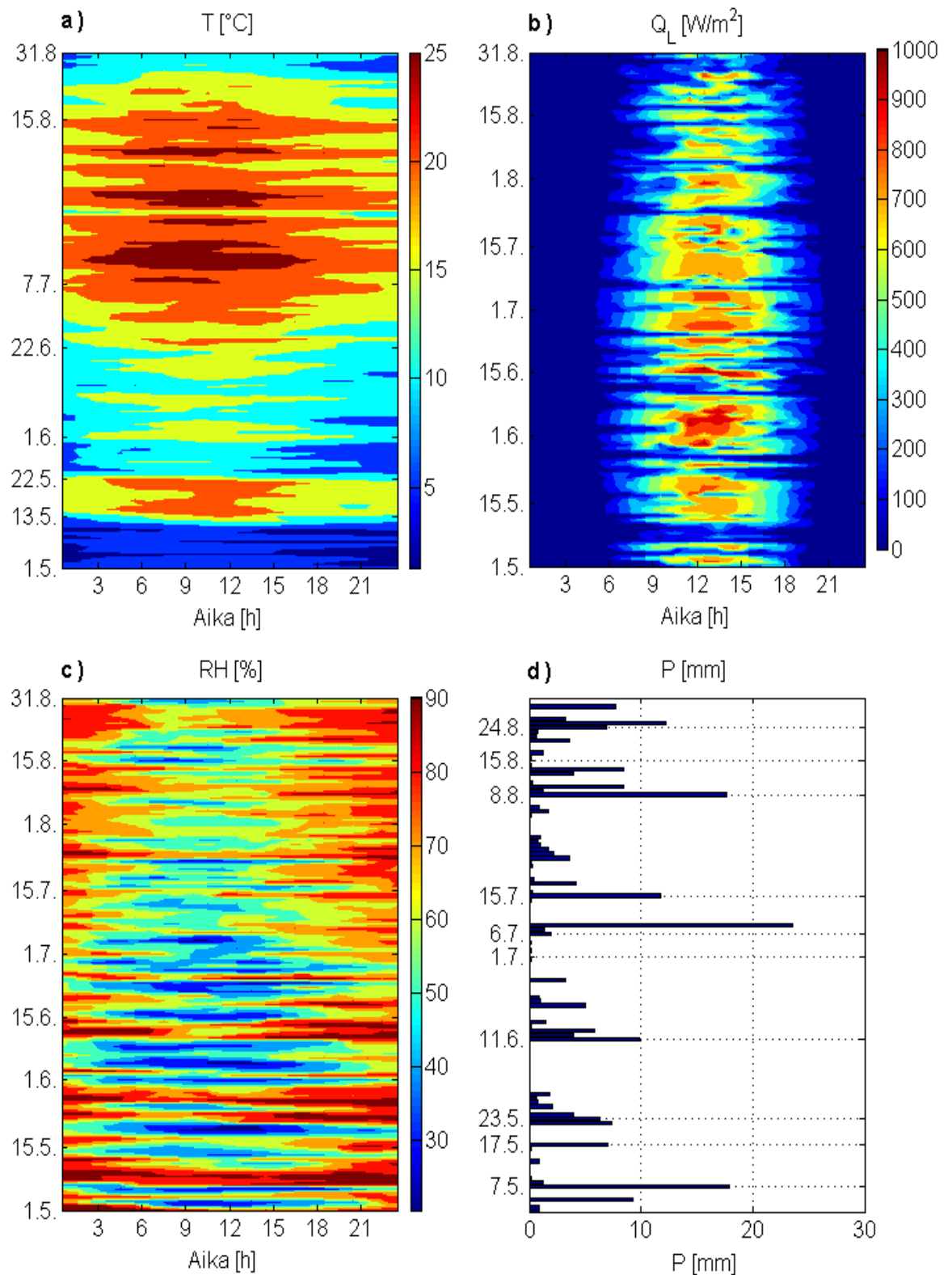
| | raken- nukset | pinnoitet alueet | jättö- maa | havu- metsät | lehti- metsät | nurmi- alueet | kasteltu nurmi | avoin vesi |
|-------------------|------------------|---------------------|---------------|-----------------|------------------|------------------|-------------------|---------------|
| SIMU ₀ | 0,20 | 0,42 | 0 | 0,01 | 0,21 | 0 | 0,16 | 0 |
| SIMU _A | 0,21 | 0,39 | 0 | 0,01 | 0,23 | 0 | 0,16 | 0 |
| SIMU _B | 0 | 0,39 | 0 | 0,01 | 0,23 | 0 | 0,37 | 0 |

A-simulaatiossa (SIMU_A) yhden hehtaarin asfaltoitu pysäköintialue muutettiin 0,25 hehtaarin suuruiseksi pysäköintitaloksi ja 0,75 hehtaarin. B-simulaatiossa (SIMU_B) tämän muutoksen lisäksi muutettiin kaikki rakennuspinta-ala (9,3 ha) kastelluksi nurmialueeksi. 0-simulaatiossa (SIMU₀), johon A- ja B-simulaatioiden tuloksia verrattiin, pinta-alojen suhteelliset osuudet jätettiin alkuperäisiin, Kumpulan kampusaluetta vastaaviin määriin. Simulaatiot käsittivät koko vuoden 2010, mutta tuloksista tarkemmin arvioitiin 1.toukokuuta - 31.elokuuta välinen aikajakso, jotta mallin laskemat tulokset ehtivät alkuvuoden aikana saavuttaa riippumattomuuden mallille annetuista alkuarvoista. Tätä niin kutsuttua Spin-up -aikaa voidaan ajatella tarvittavan, jotta tietyn päivän tulokset omaavat tarpeeksi vaikutusta menneisyydestä, mikä on vuoden ensimmäisten kuukausien arvoissa liian vähäistä. Tutkitulla aikajaksolla oli 123 vuorokautta ja 2 952 tuntia.

3.2. Mallitutkimuksen meteorologiset olosuhteet

Mallitutkimuksen aikana vallinneissa lämpötilaolosuhteissa voidaan nähdä viisi toisistaan poikkeavaa jaksoa (Kuva 8, a-paneeli). Toukokuu alkoi kylmällä jaksolla mutta muuttui kuun toisen viikon loppupuolella vajaan kahden viikon lämpimäksi jaksoksi. Toukokuun viimeisellä viikolla palattiin keskimääräisen toukokuun lämpötiloihin. Kesäkuu oli keskimääräistä viileämpi mutta kesäkuun lopulla ilman lämpötila alkoi hitaasti nousta kohti jaksoa, jonka aikana oli useita hellepäiviä. Viimeisen hellepäivän jälkeen ilman lämpötila alkoi viiletä ja elokuun viimeinen viikko oli keskimääräistä kylmempi.

Tutkitun aikajakson säteilyolosuhteita arvioitiin pinnoille saapuvan lyhytaaltoisen perusteella (Kuva 8, b-paneeli). Huomioitavaa on, että ilman lämpötilassa havaittavat lämpöjaksot eivät kohtaa kaikilta osin lyhytaaltoisen säteilyn kanssa.



Kuva 8. Kumpulan SMEAR III -mittausasemalla 1.5.-31.8.2010 mitatut a) ilman lämpötila T , b) pinnalle saapuva lyhytaaltainen säteilyvuo Q_L , c) ilman suhteellinen kosteus RH ja d) vuorokauden sademäärä p

Lyhytaaltoisen säteilyn intensiteetissä näkyy suuria arvoja niin toukokuun alun kylmän jakson aikana kuin varsinkin toukokuun lämpimän ja ensimmäisen hellepäivän väliin jäävän jakson aikana, jolloin lyhytaaltoisen säteilyn intensiteetti oli hellepäiviä sisältävän jakson intensiteettiä voimakkaampi. Käytännössä auringon maanpinnalle saapuvan säteilyn intensiteetti on Suomessa voimakkaimmillaan, kun auringon deklinaatio eli auringon korkeuskulma on suurimmillaan juhannuksen tienoilla. Vaikka juhannusta edeltävän ja jälkeisen ajan auringon säteilyn intensiteetit ovat peilikuvina yhtä suuria, alkukesällä ilman lämpötilan nousua jarruttaa talven aikana kylmennyt maaperä ja rannikolla myös kylmä merivesi, jolloin energiataseen säteilyn nettovuosta kuluu suurempi osa maaperän ja meren lämmittämiseen kuin loppukesästä. Vuoden lämpimin ajankohta Suomessa on keskimäärin noin kuukausi juhannuksen jälkeen (Ilmasto-opas.fi, 2014).

Ilmankosteuden (Kuva 8, c-paneeli) kuvaajassa näkyy vaihteluita, joita voidaan tarkastella yhdessä muiden mittausten kanssa. Toukokuun lämmin jakso alkoi kostean jakson jälkeen mutta itse lämmin jakso oli kuiva kunnes ilman lämpötilan laski ja ilmankosteus nousi. Pikkuhiljaa ilman lämpötila alkoi nousta toistamiseen kohti tutkitun jakson ensimmäistä hellepäivää, minkä aikana ilmankosteus laski. Ilmankosteuden ja ilman lämpötilan vastakkainen käyttäytyminen on normaalia, sillä ilman lämpötilan noustessa myös sen kyky sisältää vettä paranee eli ilman suhteellinen kosteusprosentti laskee yhä kauemmaksi 100 % tasosta, jos ilmapaketin lämpötilan noustessa sen absoluuttinen vesimäärä ei kasva (Vesala, 2010). Ennen ensimmäistä hellepäivää lämpimät päivät jaksottuivat kuivan ilmankosteuden kanssa melko hyvin yhteen, mikä ei ole yhtä ilmeistä hellepäivien aikana. Myös sadepäivät (Kuva 8, d-paneeli) jaksottuivat hellekauden ulkopuolella ilmankosteuden kasvun hetkiin.

3.2.1 Aikajaksolla vallinneet ilman lämpötilat

Toukokuun alkua kuvaa keskimääräistä toukokuuta kylmempi jakso. Helsingin Kaisaniemen havaintoaseman vertailukauden 1981-2010 keskimääräinen toukokuun lämpötila oli 10,2 °C (Taulukko 2.). Ensimmäisen kymmenen vuorokauden keskimääräinen lämpötila oli 5,8 °C, minkä jälkeen ilman lämpötila alkoi nousta kohti ensimmäistä lämmitä jaksoa. Toukokuussa ilman lämpötila nousi yli 20 °C ensimmäisen

kerran 13. päivä ja lämmin jakso kesti kymmenen vuorokautta, jonka aikana vuorokauden keskilämpötila oli 18,4 °C. Toukokuun yhdeksän viimeisen vuorokauden keskilämpötila oli 11 °C. Kesäkuun kolmen ensimmäisen viikon vuorokausien keskilämpötila oli hiukan keskimääräistä kesäkuuta viileämpänä 13,7 °C, jonka jälkeen lämpötila alkoi nousta kohti ensimmäistä hellepäivää (7.heinäkuuta), joita oli tarkemmin tutkitulla jaksolla yhteensä 20 kappaletta. Viimeinen hellepäivä oli 15. elokuuta. Täällä jaksolla vuorokausien keskilämpötila oli 22,1 °C. Elokuussa vuorokauden keskilämpötila tippui ensimmäisen kerran alle vertailukauden 1981-2010 keskimääräisen elokuun keskilämpötilan (16,3 °C) 24. elokuuta ja pysyi siellä tutkitun jakson loppuun saakka, joka päättyi 31. elokuuta. Simulaatioissa käytettyjen ja vertailukauden vuorokauden ilman lämpötilojen kuukausikeskiarvot ja hellepäivien lukumäärät näkyvät taulukossa 2.

Taulukko 2. Simulaatioiden alkuarvoina käytettyjen, Kumpulan SMEAR III -mittausasemalla vuonna 2010 mitattujen lämpötilojen keskiarvot ja hellepäivien lukumäärät sekä Helsingin Kaisaniemen havaintoaseman vuosien 1981-2010 vertailukauden vastaavat keskiarvot.

| | toukokuu | kesäkuu | heinäkuu | elokuu |
|---|----------|---------|----------|--------|
| Mitattu vuorokauden keskilämpötila [°C] | 11,7 | 14,9 | 22,1 | 18,2 |
| Vuorokausien keskilämpötilat vertailukaudella Kaisaniemen havaintoasemalla [°C] | 10,2 | 14,6 | 17,8 | 16,3 |
| Poikkeama keskimääräisestä [%] | +14,7 | +2,1 | +24,2 | +11,7 |
| Mitattu hellepäivien lukumäärä [kpl] | 0 | 0 | 15 | 5 |
| Hellepäivien keskimääräiset lukumäärät vertailu- kaudella Kaisaniemen havaintoasemalla [kpl] | 0 | 1 | 4 | 2 |
| Poikkeama keskimääräisestä [kpl] | 0 | -1 | +11 | +3 |

3.2.2 Aikajakson sademäärät ja ilmankosteus

Tarkemmin tutkitun aikajakson ensimmäinen huomioitavan suuri 9,3 mm sademäärä vuorokaudessa satoi 4. toukokuuta keskellä ensimmäistä kylmän ilman lämpötilajaksoa. Toukokuun lämmitä jaksoa edeltää suuri 17,9 mm vuorokautinen sademäärä 7.

toukokuuta. Myös toukokuun lämpimän jakson neljäntenä päivänä 17. toukokuuta vuorokauden sademäärä yltää 7 mm vuorokaudessa. Toukokuun lämmin jakso päättyy kolmeen (22. - 24.5.) sadevuorokauteen, joiden yhteenlaskettu sademäärä oli 17,6 mm. Mainittujen sadejaksojen lisäksi toukokuun aikana oli kymmenen vuorokautta, joiden aikana satoi 0,2 - 2,1 mm vettä vuorokaudessa. Kaiken kaikkiaan SMEAR III -mittausaseman mittaama toukokuun sademäärä oli 65,9 % keskimääräistä suurempi (Taulukko 3). Kesäkuu jatkui sateettomana 11. päivään saakka, joka aloitti viisi vuorokautta kestäneen sadejakson, jonka aikana satoi yhteensä 21,5 mm vettä. Kesäkuun viimeisten kahden viikon aikana oli 7 sateista vuorokautta, joiden yhteenlaskettu sademäärä oli 10,5mm. Simulaatioiden alkuarvoina käytettyjen mittausten kesäkuun sademäärä alitti keskimääräisen sademäärän liki 44 %:lla (Taulukko 3).

Taulukko 3. Simulaatioiden alkuarvoina käytettyjen, Kumpulan SMEAR III -mittausasemalla vuonna 2010 mitattujen sademäärien ja ilmankosteuksien keskiarvot ja Helsingin Kaisaniemen havaintoaseman vuosien 1981-2010 vertailukauden vastaavat keskiarvot.

| | toukokuu | kesäkuu | heinäkuu | elokuu |
|---|----------|---------|----------|--------|
| Mitatut kuukausittaiset sademäärät [mm] | 61.4 | 32.0 | 55.8 | 80.3 |
| Kaisaniemen havaintoaseman keskimääräiset kuukausisademäärän [mm] | 37 | 57 | 63 | 80 |
| Poikkeama vertailukaudesta [%] | +65,9 | -43,9 | -11,4 | +0,004 |
| Mitattu keskimääräinen suhteellinen ilmankosteus [%] | 69,4 | 61,0 | 66,0 | 70,5 |
| Kaisaniemen havaintoaseman keskimääräiset suhteelliset ilmankosteudet [%] | 67 | 71 | 72 | 77 |
| Poikkeama vertailukaudesta [%] | +3,6 | -14,1 | -8,3 | -8,4 |

Heinäkuu jatkui epävakaana, ensimmäisten viiden vuorokauden aikana ripotteli päivittäin 0,1-0,2 mm vettä. Vuorokautta ennen ensimmäistä hellepäivää, 6. heinäkuuta vuorokauden sademäärä nousi 2 mm vuorokaudessa, ensimmäisen hellepäivän vuorokauden sademäärä oli 1,4 mm ja toisen jopa 23,6 mm. 20 hellepäivää jakaantuivat

aikajaksolle, jonka pituus oli yhteensä 40 vuorokautta. Näiden 40 vuorokauden aikana oli 34 vuorokautta, joiden aikana esiintyi sadetta. Näistä päivistä yli 10 mm vuorokautiseen sademäärään ylsi jo mainitun 8. heinäkuuta lisäksi 15. heinäkuuta (11,7 mm) ja 8. elokuuta (17,6 mm). Kaiken kaikkiaan heinäkuun sademäärä jäi reilut 11 % keskimääräisestä heinäkuun sademäärästä (Taulukko 3). Simuloidun elokuun alkuarvojen sademäärä oli liki vertailukauden 1981-2010 elokuiden vertainen mitä tulee itse sademäärään (Taulukko 3), mutta alkuarvoina käytetyn elokuun sademäärä jakautui 27 päivälle.

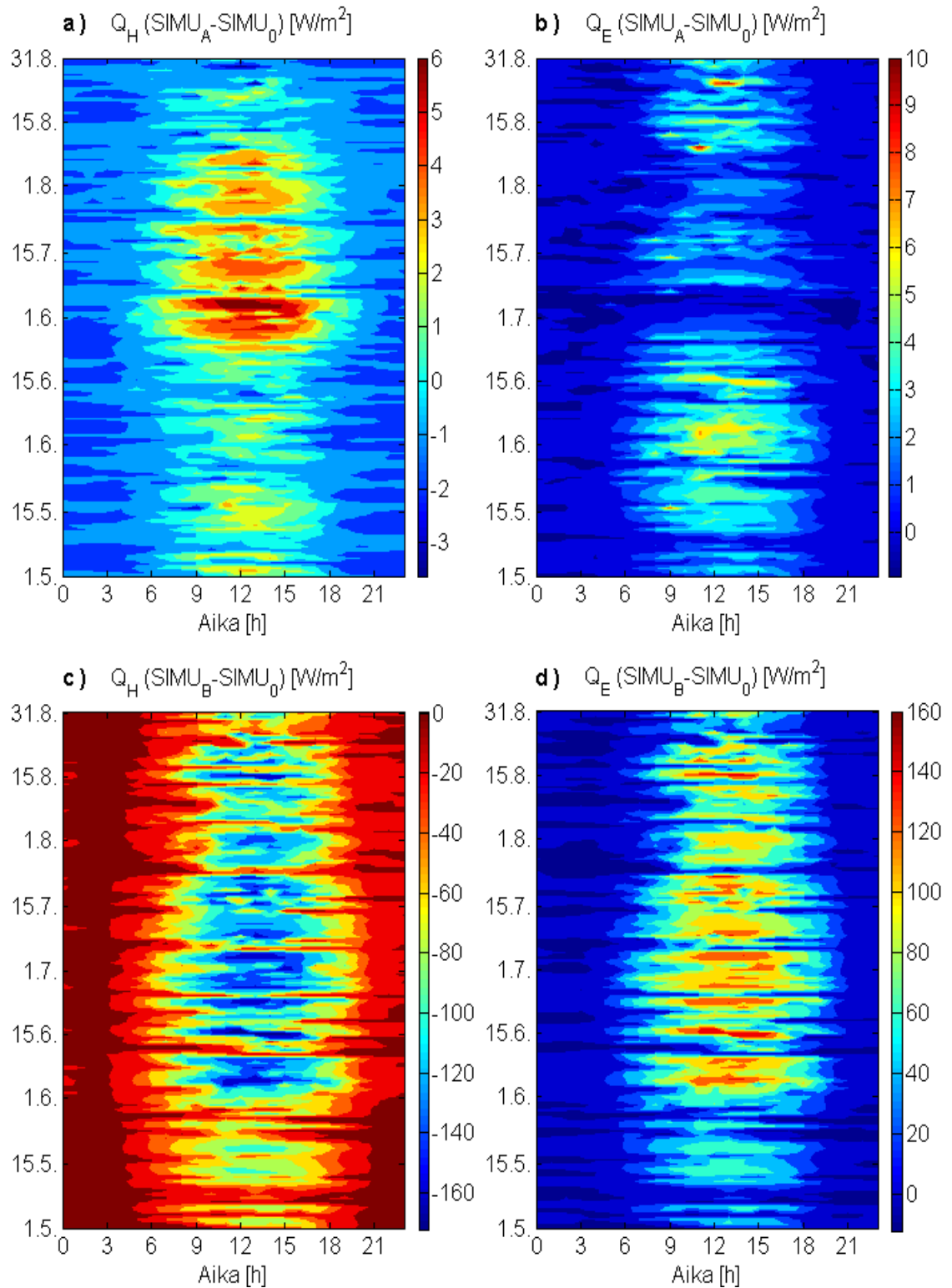
4. TULOKSET

Tuloksissa arvioidaan sellaisten muutoksien suuruuksia, jotka syntyvät kun mallinnetun alueen eri pintojen suhteellisia osuuksia alueen kokonaispinta-alasta muutetaan. Muutoksien suuruudet on saatu vähentämällä pinnoiltaan muutettujen simulaatioiden arvoista alkuperäiset pinta-alasuhteet omaavan simulaation vastaava arvo. Kaikki tulosmatriisien muotoilut suoritettiin tämän jälkeen.

Simulaatioiden tuloksista keskitytään ilmavirtauksen turbulenssiin liittyviin arvoihin kuten energiataseen eri termien muutoksiin, joista tarkimmin energiataseen turbulenttisiin voihin eli havaitun- ja latentin lämmön voihin. Ilmakehän virtauksiin vaikuttavista muutoksista arvioidaan kitkanopeuden ja ilmakehän rajakerroksen stabiilisuusindeksin muutokset. Stabiilisuusindeksi osoittajana oli SMEAR III -mittausaseman mittauskorkeus, 31 metriä, joka suhteutettiin simuloituihin Obukhov-pituuksiin.

4.1. Havaitun- ja latentin lämmön vuot

Huomattavimmat kvalitatiiviset erot pintojen suhteellisten osuuksien muutoksien vaikutuksesta energiataseen turbulenttisiin voihin näkyvät kuvassa 9. A-simulaatiossa, jossa yhden hehtaarin asfaltoitu pysäköintialue muutettiin 0,25 hehtaarin pysäköintialoksi ja 0,75 hehtaarin lehtimetsäksi, havaitun lämmön vuon muutos saa tutkitun aikajakson keskipäivällä niin positiivisia kuin negatiivisia arvoja (Kuva 9, a-paneeli) ja latentin lämmön vuon muutos lähinnä positiivisia muutoksia (Kuva 9, b-paneeli).



Kuva 9. Simulaatioiden turbulenttien voien muutokset 1.5.-31.8.2010. a) A-simulaation havaitun lämmön voien muutos ($SIMU_A - SIMU_0$), b) A-simulaation latentin lämmön voien muutos ($SIMU_A - SIMU_0$), c) B-simulaation havaitun lämmön voien muutos ($SIMU_B - SIMU_0$) ja d) B-simulaation latentin lämmön voio ($SIMU_B - SIMU_0$).

B-simulaatiossa, jossa tämän muutoksen lisäksi tutkittiin viherkattojen vaikutuksia muuttamalla kaikki rakennuspinta-ala (9,3 ha) kastelluksi nurmialueeksi, molempien turbulenttisten voiden keskipäivien muutos käyttäytyy samankaltaisesti koko tutkitun jakson ajan; havaitun lämmön vuo muuttuu negatiiviseen (Kuva 9, c-paneeli) ja latentin lämmön vuo positiiviseen suuntaan (Kuva 9, d-paneeli). Kaiken kaikkiaan voidaan sanoa, että B-simulaation turbulenttiset vuot muuttuvat koko tutkitun jakson samoina ajan hetkinä vastakkaisiin suuntiin, mutta A-simulaatiossa on jaksoja jolloin molemmat turbulenttiset vuot muuttuvat samaan suuntaan.

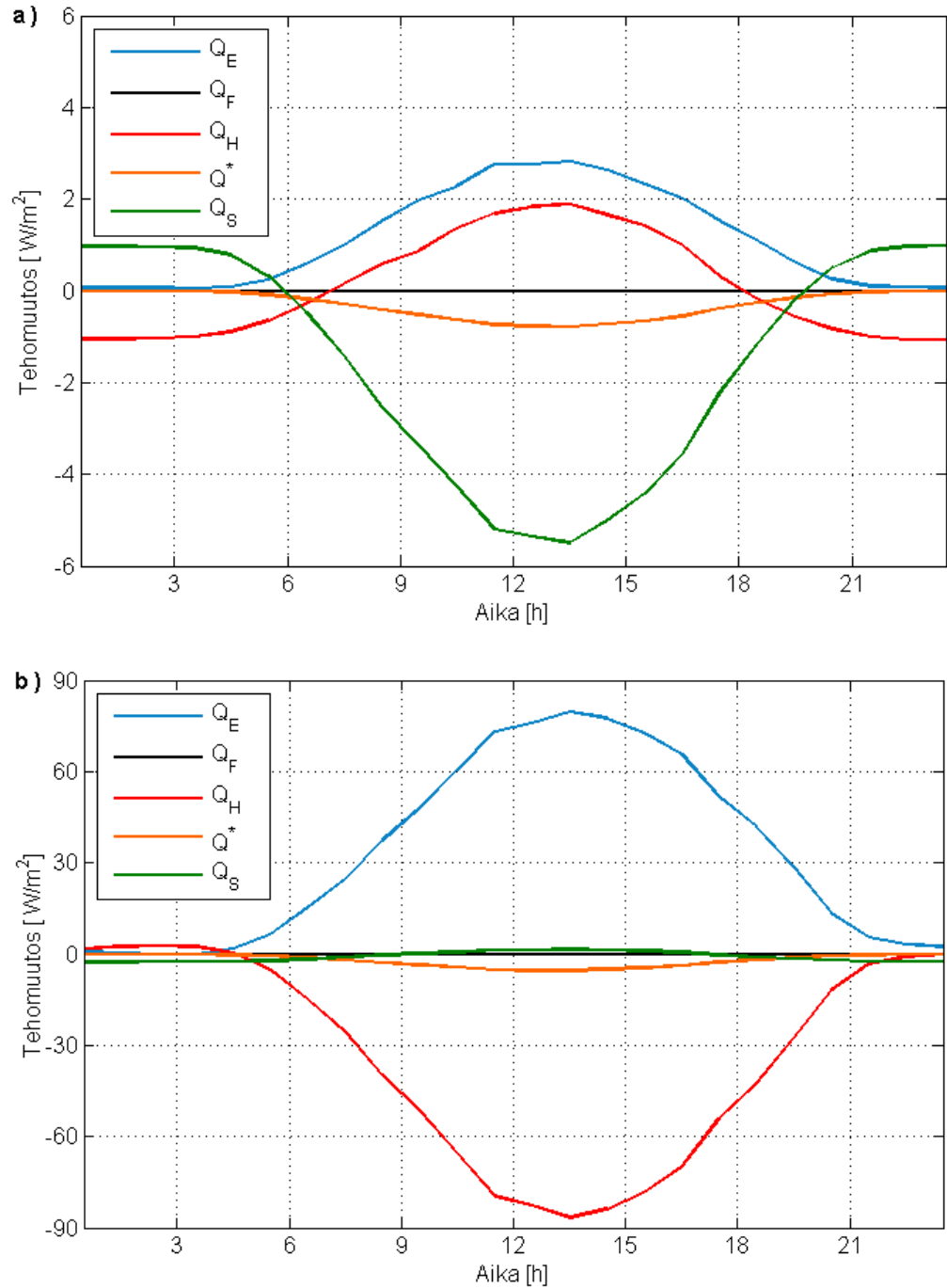
4.2. Energiataseen termien vuorokautisvaihteluiden muutokset

Energiataseen termien muutoksien vuorokautisvaihteluissa latentin lämmön vuon muutokset ovat simulaatioiden kesken samankaltaisia (Kuva 10, a- ja b-paneelit). Latentin lämmön voiden muutokset ovat öisin pieniä ja päivisin huomattavasti positiivisia.

A-simulaatiossa näkyvä havaitun lämmön vuon muutoksen kaksisuuntaisuuden painottuminen positiivisiin arvoihin näkyy kuvan 10 a-paneelin vuorokautisvaihteluiden keskimääräisissä muutoksissa, jossa myös havaitun lämmön vuo keskimäärin kasvaa päivisin. A-simulaation havaitun lämmön vuon muutoksien vuorokautisvaihtelun suurin negatiivinen muutos on vuorokauden viimeisen tunnin (23.00 - 24.00, UTC+2) -1 W/m^2 ja suurin positiivinen muutos on päivän neljännentoista tunnin (13.00 - 14.00, UTC+2) $+1,9 \text{ W/m}^2$. A-simulaation latentin lämmön vuon muutokset eivät saa negatiivisia arvoja mutta pienin positiivinen muutos on yön neljännen tunnin (03.00 - 04.00, UTC+2) $+0,05 \text{ W/m}^2$ ja suurin positiivinen muutos on päivän neljännentoista tunnin (13.00 - 14.00, UTC+2) $+2,8 \text{ W/m}^2$.

Kuten mainittua, B-simulaation havaitun lämmön vuon muutos on vastakkainen latentin lämmön vuon kanssa ja vastakkaisuuden toistuvuus sekä johdonmukaisuus näkyy kuvan 10 b-paneelin turbulenttisten voiden muutosten symmetrisyydessä x-akselin suhteen. B-simulaation latentin lämmön vuon muutoksien vuorokautisvaihtelun suurin negatiivinen muutos on yön kolmannen tunnin (02.00 - 03.00, UTC+2) $-0,2 \text{ W/m}^2$ ja suurin positiivinen muutos on päivän neljännentoista tunnin (13.00 - 14.00, UTC+2) $+79,6 \text{ W/m}^2$. B-simulaation havaitun lämmön vuon suurin positiivinen muutos on yön

kolmannen tunnin (02.00 - 03.00, UTC+2) $+2,6 \text{ W/m}^2$ ja suurin negatiivinen muutos on päivän neljännentoista tunnin (13.00 - 14.00, UTC+2) $-86,6 \text{ W/m}^2$.



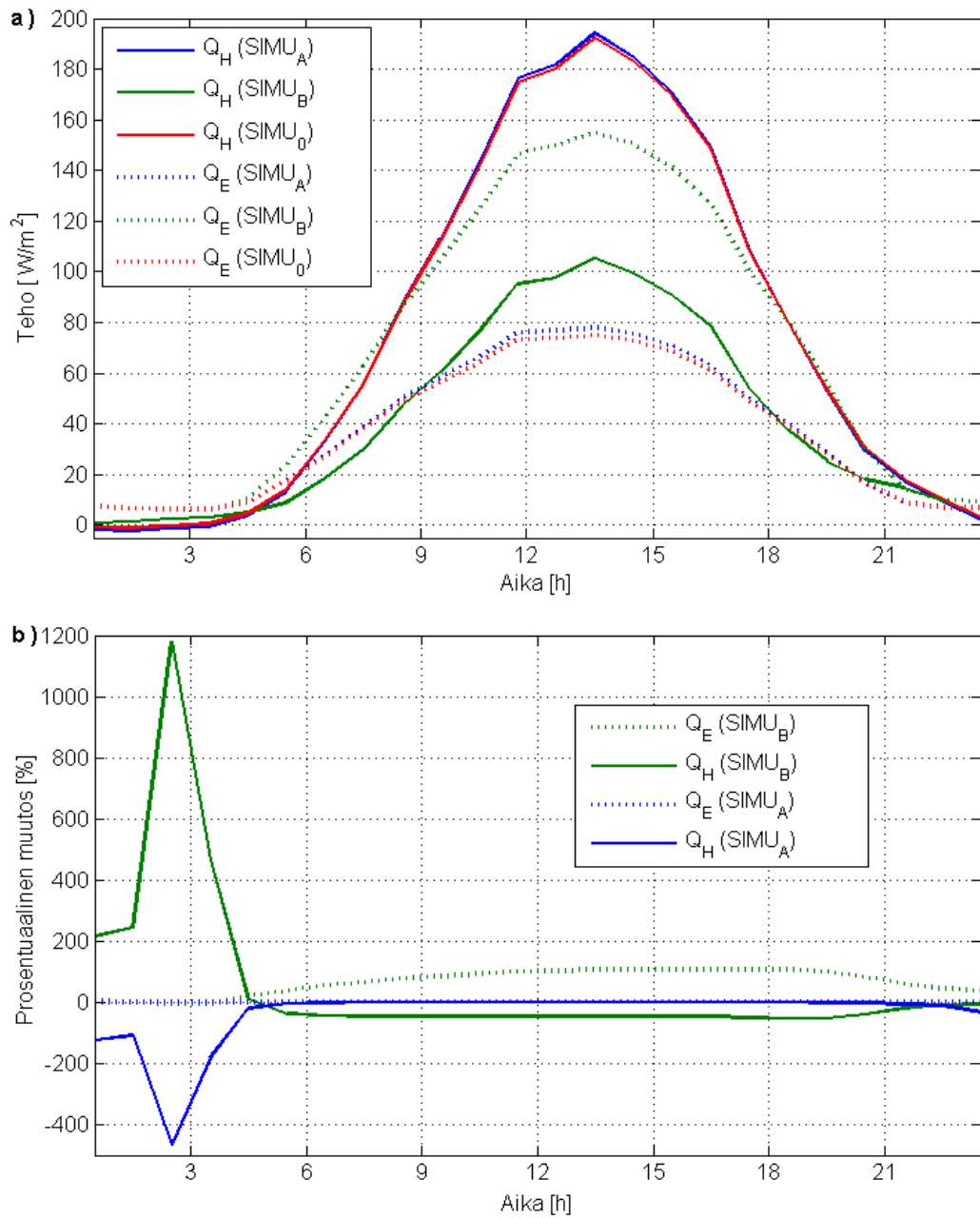
Kuva 10. Energiataseen termien muutosten keskimääräiset vuorokautisvaihtelut 1.5.-31.8.2010

a) A-simulaatio (SIMU_A - SIMU₀), b) B-simulaatio (SIMU_B - SIMU₀), joissa Q_E on latentin lämmön vuo, Q_F antropogeeninen lämmön vuo, Q_H havaitun lämmön vuo, Q^* säteilytase ja ΔQ_S lämmön varastotermi.

A-simulaatiossa mallinnetun alueen massa varastoituu päivällä vertailusimulaatiota vähemmän energiaa ja suurin negatiivinen muutos on päivän kolmannentoista tunnin (12.00 - 13.00, UTC+2) $-5,4 \text{ W/m}^2$. Yöllä A-simulaation lämmön varastotermin muutos positiivisimmillaan vuorokauden viimeisenä tuntina (23.00 - 24.00, UTC+2) $+1 \text{ W/m}^2$ eli öisin kaupunkirakenteen massasta johtuu takaisin ilmakehään vähemmän energiaa, mikä näkyy myös A-simulaation havaitun lämmön vuon muutoksien negatiivisissa arvoissa yön tunteina. A-simulaatiossa lämmön varastotermi vähenee, koska lehtimetsän kohdalla puiden haihduttama veden höyrystämiseen tarvittava energiamäärä on pois muilta energiataseen termeiltä.

B-simulaatiossa maahan varastoituvan lämmön muutokset ovat päinvastaisia A-simulaatioon verrattuna. B-simulaatiossa nurmikattoja simuloitiin vaihtamalla rakennusten tilalle kasteltuja nurmialueita, jolloin menetetään rakennusten seinien massa varastoituva lämpö ja kattoihin varastoituvan lämmön korvaa nurmen, kastelusta johtuen jatkuvasti kosteaan maaperään varastoituva lämpö. B-simulaation suurin negatiivinen arvo on yön toisen tunnin (01.00 - 02.00, UTC+2) $-2,6 \text{ W/m}^2$ ja suurin positiivinen arvo on päivän neljännessä tunnin (13.00 - 14.00, UTC+2) $+1,5 \text{ W/m}^2$. Ottaen huomioon kastellun nurmialueen pinta-alan kasvun suuruuden kokonaispinta-alasta, voidaan näiden muutosten sanoa olevan verrattain pieniä A-simulaatioon verrattuna.

Kaikkien kolmen simulaation turbulenttisten voiden vuorokautisvaihtelut ja A- ja B-simulaatioiden vuorokautisvaihteluiden prosentuaaliset erot 0-simulaatioon näkyvät kuvassa 11. Kuvan 11 a-paneelistä voidaan havaita, että alkuperäisen simulaation havaitun lämmön vuota kuvaava punainen viiva nousee kolmen ensimmäisen iltapäivän tunnin ajaksi noin 2,5-kertaa korkeammalle kuin latentin lämmön vuon punainen katkoviiva. Kuvasta voidaan myös todeta, että B-simulaatiossa mallinnetun alueen turbulenttiset vuot käyttäytyvät päinvastaisesti ja latentin lämmön vuon vihreä katkokuvaava on kaikkina vuorokauden hetkinä havaitun lämmön vuon vihreän viivan yläpuolella ja siten merkittävämpi kahdesta turbulenttisesta vuosta. A-simulaation turbulenttisten voiden kuvaajat (siniset viivat) seuraavat 0-simulaation kuvaajia kuten kuvan 10 a-paneelin mukaisesti on oletettavissakin. Huomattavaa on myös se, että kaikkien simulaatioiden latentin lämmön voita kuvaavat katkoviivat ovat aamuyön tunteina positiivisia.



Kuva 11. a) Simulaatioiden turbulenttisten voiden keskimääräiset vuorokautisvaihtelut ja b) A- ja B-simulaatioiden turbulenttisten voiden vuorokautisvaihteluiden prosentuaaliset erot 0-simulaatioon verrattuna 1.5.-31.8.2010.

Kuvan 11 b-paneelissa näkyvien turbulenttisten voiden vuorokautisvaihteluiden prosentuaalisissa eroissa näkyy suuriakin arvoja öiden aikana, mikä on mahdollista sellaisten tuntien aikana, kun 0-simulaation vertailutunnin arvot ovat pieniä. 0-simulaation turbulenttisista voista varsinkin havaitun lämmön vuon arvot ovat yöllä hyvin pieniä. Huomion arvoista A- ja B-simulaation havaitun lämmön voiden prosentuaalisissa

muutoksissa on se, että ennen aamukolmea muutokset saavat maksimiarvonsa, minkä jälkeen prosenttierot laskevat tasolle, joka säilyy liki vakiona koko päivän ajan. Koska yön tunteina turbulenttisten voiden muutokset ovat suhteellisen pieniä mutta prosentuaalisesti suuria johtuen pienistä vertailuarvoista, on miellyttävämpää keskittyä valoisan ajan suurten vertailuarvojen tunteihin.

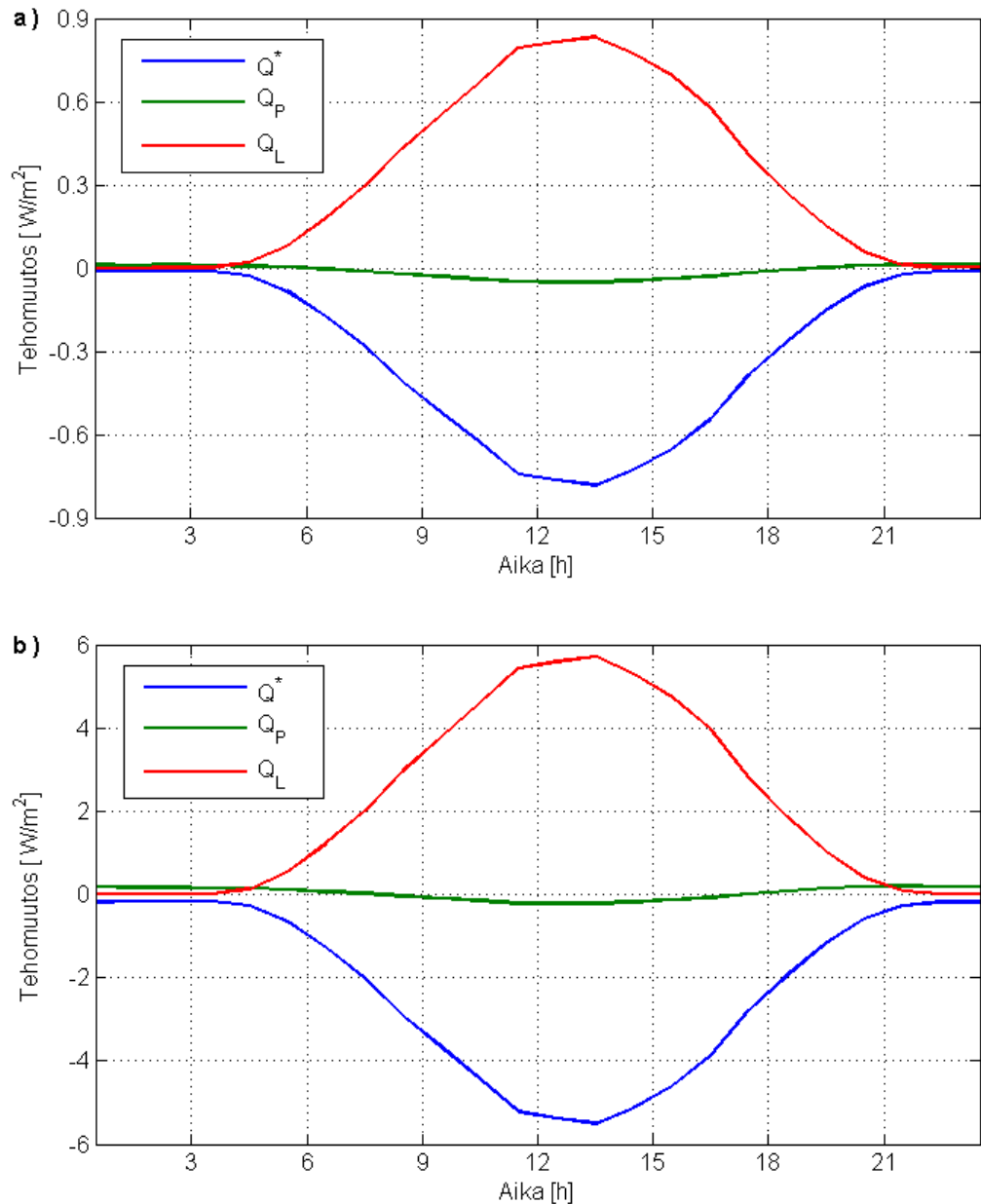
B-simulaation havaitun lämmön vuon vuorokautisvaihtelun prosentuaalisen eron suurin negatiivinen arvo on kahdeksannentoista tunnin (17.00 - 18.00, UTC+2) -50,2 % ja latentin lämmön vuon suurin positiivinen kasvu on seitsemännentoista tunnin (16.00 - 17.00, UTC+2) +107,5 %. A-simulaation havaitun lämmön vuon suurin prosentuaalinen kasvu on kolmannentoista tunnin (12.00 - 13.00, UTC+2) +1 % ja latentin lämmön vuon suurin positiivinen kasvu on kahdennentoista tunnin (11.00 - 12.00, UTC+2) +3,8 %. Taulukossa 4 on turbulenttisten voiden vuorokautisvaihteluiden kolmen iltapäivän tunnin (12.00 - 15.00, UTC+2) muutoksen keskiarvo sekä keskiarvo suhteutettuna haihduttavan pinta-alan kasvuun, joka A-simulaatiossa oli 0,75 ha ja B-simulaatiossa 10,05 ha.

Taulukko 4. Turbulenttisten voiden vuorokautisvaihteluiden muutoksien kolmen keskipäivän tunnin (12.00 - 15.00, UTC+2) keskimääräiset muutokset sekä muutokset suhteutettuna kyseisen simulaation haihduttavan pinta-alan kasvuun.

| | $\Delta Q_E(\text{SIMU}_{A-0})$ | $\Delta Q_H(\text{SIMU}_{A-0})$ | $\Delta Q_E(\text{SIMU}_{B-0})$ | $\Delta Q_H(\text{SIMU}_{B-0})$ |
|--|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| Absoluuttinen muutos [W/m^2] | 2,74 | 1,79 | 76,6 | -84,4 |
| Suhteellinen muutos [W/m^2 / ha] | 3,65 | 2,39 | 7,63 | -8,40 |

Havaitun lämmön voiden muutosten lisäksi myös mallinnettujen alueiden säteilytaseet ovat öisin liki muuttamattomia mutta päivisin negatiivisia eli keskimäärin mallinnetun alueen pinnat lähettävät päivällä enemmän säteilyä kuin alkuperäisessä simulaatiossa, mikä voi johtua hilan albedon kasvusta tai pintojen lämpösäteilyn vähenemisestä. Kuvasta 12, jossa on A- ja B-simulaatioiden säteilytaseen ja pintojen lähettämien pitkän ja lyhyen aallonpituuden voiden muutoksien vuorokautisvaihtelut, voidaan todeta niin A- kuin B-simulaationkin kohdalla mallinnetun alueen pinnan

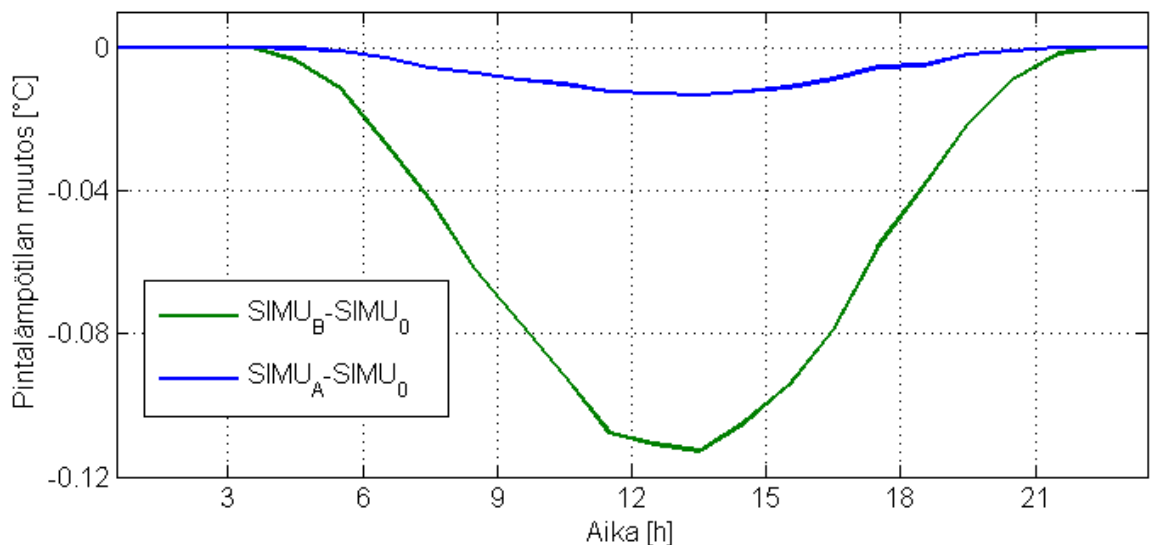
säteilytaseen vähenevän, koska mallinnetun alueen pinnan lähettämän lyhytaaltoisen säteilyn vuo on voimistunut eli mallinnetun alueen pinnan heijastavuus on lisääntynyt. Pinnan lämpötilaan liittyvät, pitkän aallonpituuden vuon muutokset ovat suuruudeltaan huomattavasti pienempiä. Kuvan 11 B-paneelistä voidaan havaita, että öisin B-simulaation pitkän aallonpituuden vuon muutos on heikosti positiivinen.



Kuva 12. Säteilystaseen (Q^*), pitkän aallonpituuden vuon (Q_p) ja lyhyen aallonpituuden (Q_L) vuon muutosten keskimääräiset vuorokautisvaihtelut 1.5.-31.8.2010 a) A-simulaatio ($SIMU_A - SIMU_0$) ja b) B-simulaatio ($SIMU_B - SIMU_0$).

4.3. Mallinnetun alueen pintalämpötilat

Simulaatioiden tuloksista arvioitiin myös mallinnetun alueen pinnan lämpötilan muutokset. Asiassa kannattaa pitää mielessä se, että jos jonkun tietyn pinta-aineksen pinta-alaa mallinnetun alueen kokonaispinta-alasta kasvatetaan, ei sen ominaisuuksissa tai pintalämpötiloissa itseissään tapahdu muutoksia, vaan tietyn pinta-aineksen merkitys mallinnetun alueen yhteisestä pintalämpötilasta riippuu vain siitä, kuinka suurella painoarvolla tietty pinta vaikuttaa koko mallinnetun alueen keskimääräiseen pintalämpötilaan. Painoarvo riippuu siitä, kuinka paljon tietyn pinnan lämpötila eroaa keskimääräisestä lämpötilasta ja kuinka suuri osa hilan kokonaispinta-alasta koostuu jostain tietyistä pinnasta. Kuvassa 13 näkyy mallinnetun alueen pinnan keskimääräisen pintalämpötilan vuorokautisvaihtelun muutokset simulaatioiden välillä.



Kuva 13. A- ja B-simulaatioiden mallinnetun alueen pintalämpötilan muutoksien keskimääräiset vuorokautisvaihtelut 1.5.-31.8.2010.

A-simulaation pintalämpötilan suurin muutos on $-0,0133\text{ }^{\circ}\text{C}$ ja B-simulaation $-0,1128\text{ }^{\circ}\text{C}$. Kun muutokset suhteutetaan tehtyihin pinta-alan muutoksiin, on A-simulaation pintalämpötilan muutoksen suuruus $-0,0133\text{ }^{\circ}\text{C/ha}$ ja B-simulaation hiukan ensin mainittua pienempi $-0,011\text{ }^{\circ}\text{C/ha}$. Luvut tarkoittavat sitä, että A-simulaation kaltaiset muutokset keskimäärin viilentää pintalämpötilaa tehokkaammin kuin muutos, jossa pinta-ala kasvaa myös kastellulla nurmialueella.

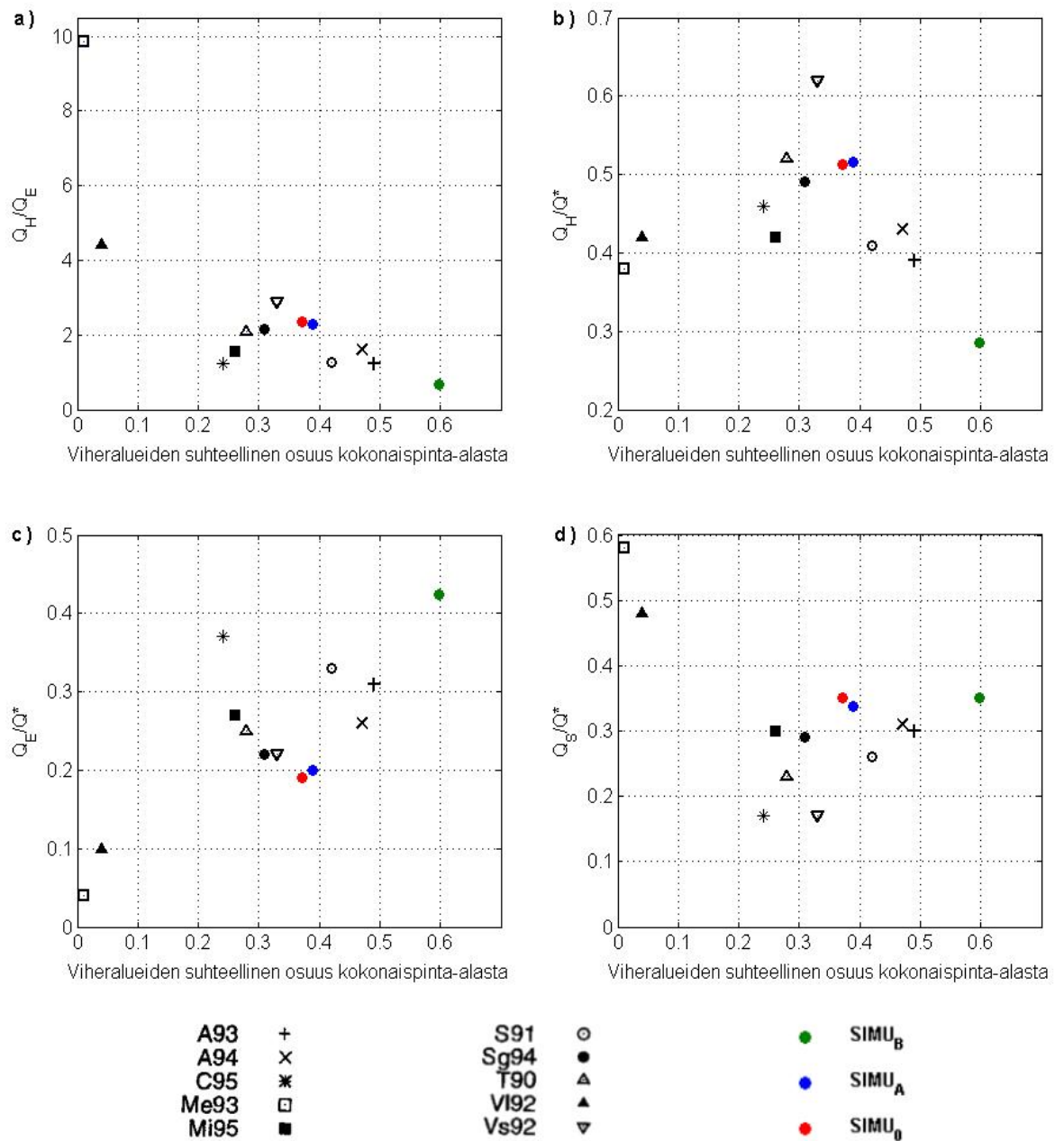
4.4. Simuloitujen energiataseiden vertailu vuomittauksiin

Simulaatioiden energiataseeseen liittyviä tuloksia verrattiin Grimmond ja Oken (1999c) lämmön varastotermiä käsitelleen artikkelin tuloksiin, joita käsiteltiin luvussa 5.1. Tutkimuksessa he vertasivat OHM-mallin tuloksia mittaustuloksiin, joita käytetään myös tässä opinnäytteessä tehtyjen simulaatioiden vertailuarvoina. Vertailukaupungit ja kaupunkien tuloskuviissa olevat kaupunkitunnukset ovat: Los Angelesin Arcadia (A93 ja A94), Chicago (C95u), Mexico City (Me93), Miami (Mi95), Sacramento (S91), Los Angelesin San Gabriel (Sg94), Tucson (T90) ja Vancouver (Vs92 ja V192).

Vertailun Grimmond ja Oke (1999c) tekivät suhteuttamalla energiataseen termit säteilytaseeseen. Lisäksi he tutkivat havaitun lämmön vuon suhdetta latentin lämmön vuohon, jota kutsutaan Bowenin suhteeksi. Suhteiden voiden keskiarvot laskettiin vain niiden tuntien ajoilta, kun säteilytase oli positiivinen. A-, B- ja 0-simulaatioiden säteilytaseiden vuorokautisvaihtelut olivat kaikki positiivisia aikavälillä 05.00-20.00 (UTC+2) ja tämän kappaleen tuloksissa verrataan näiden tuntien keskimääräisiä voiden arvoja. Suhdeluvut sijoitettiin koordinaatistoon, jossa y-akselilla oli laskettu suhde ja x-akselilla tutkitun alueen viheralueiden suhteellinen osuus alueen kokonaispinta-alasta. Simulaatioiden viheralueiden suhteelliset osuudet kokonaispinta-alasta olivat alkaen pienimmästä: 0,382 (SIMU₀), 0,399 (SIMU_A) ja 0,607 (SIMU_B).

Tutkittuja suhteita oli neljä: Bowenin suhde Q_H/Q_E , havaitun lämmön vuon suhde säteilytaseeseen Q_H/Q^* , latentin lämmön vuon suhde säteilytaseeseen Q_E/Q^* ja lämmön varastotermien suhde säteilytaseeseen $\Delta Q_S/Q^*$. Tulokset näkyvät kuvassa 14.

Kuvan 14 a-paneelin Bowenin suhteen tuloksissa 0- ja A-simulaatiot sijoittuvat verrattain keskelle Grimmond ja Oken (1999c) mittaamien arvojen keskelle ja simulaatioista suurimman suhteellisen viheralan ja haihdunnan omaava B-simulaatio on oletetussa paikassa verrattuna muihin simulaatioihin ja tutkittujen kaupunkien mittauksiin. Myös kuvan 14 b-paneelin (Q_H/Q^*) ja c-paneelin (Q_E/Q^*) kuviissa simulaatioiden tulokset sijoittuvat verrattain hyvin oletetuille paikoilleen. Huomattavaa kuvan 14 a-, b- ja c-paneelien kuviissa on myös se, että jos B-simulaation ja A- ja 0-simulaatioiden pisteparin välille vetää kuvitteellisen viivan, kolmen (A93, A94 ja S91) viheralueiden suhteellisilta osuuksiltaan simulaatioiden osuuksien väliin jäävien kaupunkien suhdeluvut sijoittuvat varsin lähelle kuvitteellista viivaa. Jos kuvitteellista viivaa jatkaa läpi koordinaatiston, myös Vs92 ja Sg94 sijoittuvat varsin lähelle kuvitteellista viivaa.



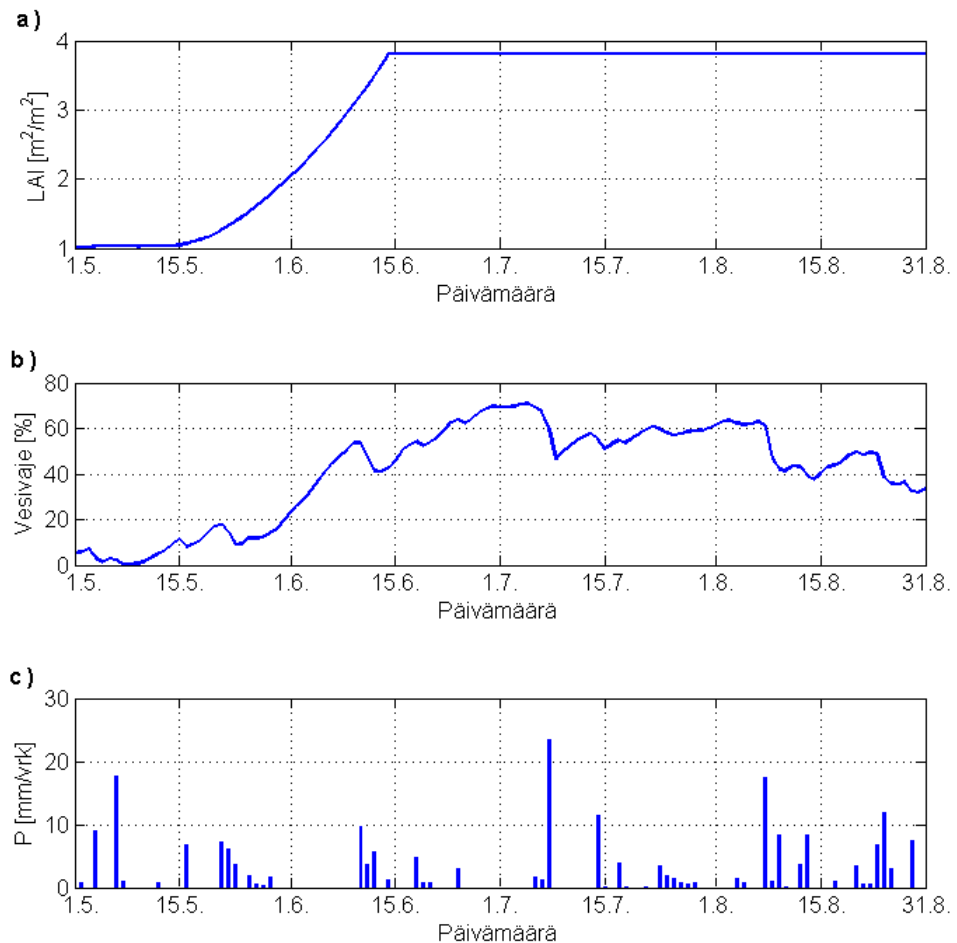
Kuva 14. Turbulenttisten voiden ja säteilytaseen välisiä suhdelukuja vuomittaus- ja simulaatioalueiden viheralueen suhteelliseen määrään suhteutettuna. a) Bowenin suhde Q_H/Q_E , b) Havaitun lämmön vuon suhde säteilytaseeseen Q_H/Q^* , c) Latentin lämmön vuon suhde säteilytaseeseen Q_E/Q^* ja d) Lämmön varastotermin suhde säteilytaseeseen $\Delta Q_S/Q^*$.

Kuvan 14 d-paneelissa A- ja 0-simulaatiot sijoittuvat lähelle muita tuloksia mutta B-simulaation lämmön varastotermin osuus säteilytaseen tuomasta energiasta on varsin

korkea. Näiden tuloksien varjossa keinokasteltu nurmi, jonka maa-aineksen massa koostuu itse maan lisäksi siihen sitoutuneesta vedestä, vaikuttaa käyttäytyvän rakennettujen pintojen massan kaltaisesti mitä lämmön varastointiin tulee.

4.5. A-simulaation turbulenttisten voiden ja lehtimetsän yhteydet

Kuten mainittua, A-simulaatioon tehtyjen muutosten seurauksena turbulenttisten voiden vuorokautisvaihtelun käyttäytyminen vaihteli A-simulaatiossa voimakkaammin kuin B-simulaatiossa, jossa turbulenttisten voiden keskimääräiset vuorokautisvaihtelujen kuvaajien muoto säilyi samankaltaisena läpi tarkemmin tutkitun jakson. A-simulaatiossa lisättiin niin rakennettuja pintoja kuin lehtimetsääkin mutta vain lehtimetsän olosuhteet muuttuvat tutkitun jakson aikana. Kuvassa 15 näkyy lehtimetsän olosuhteissa havaittuja muutoksia.

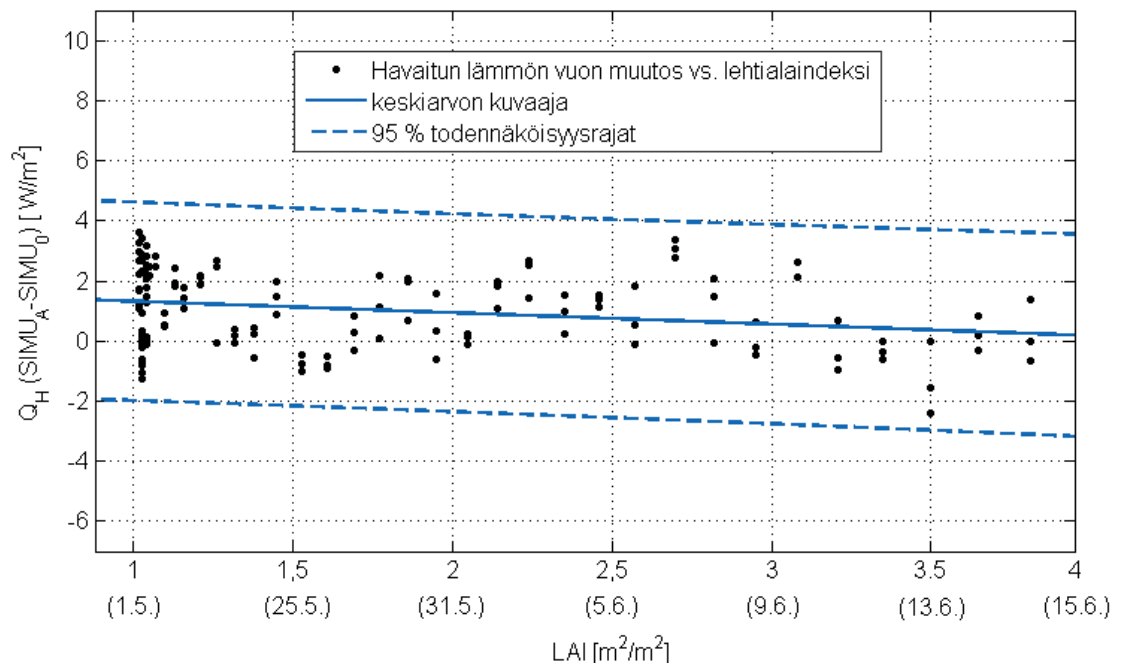


Kuva 15. a) Simuloitu lehtimetsän lahtialaindeksi, b) simuloitu lehtimetsän maaperän vesivaje ja c) mitatut vuorokausien sademäärät 1.5.-31.8.2010.

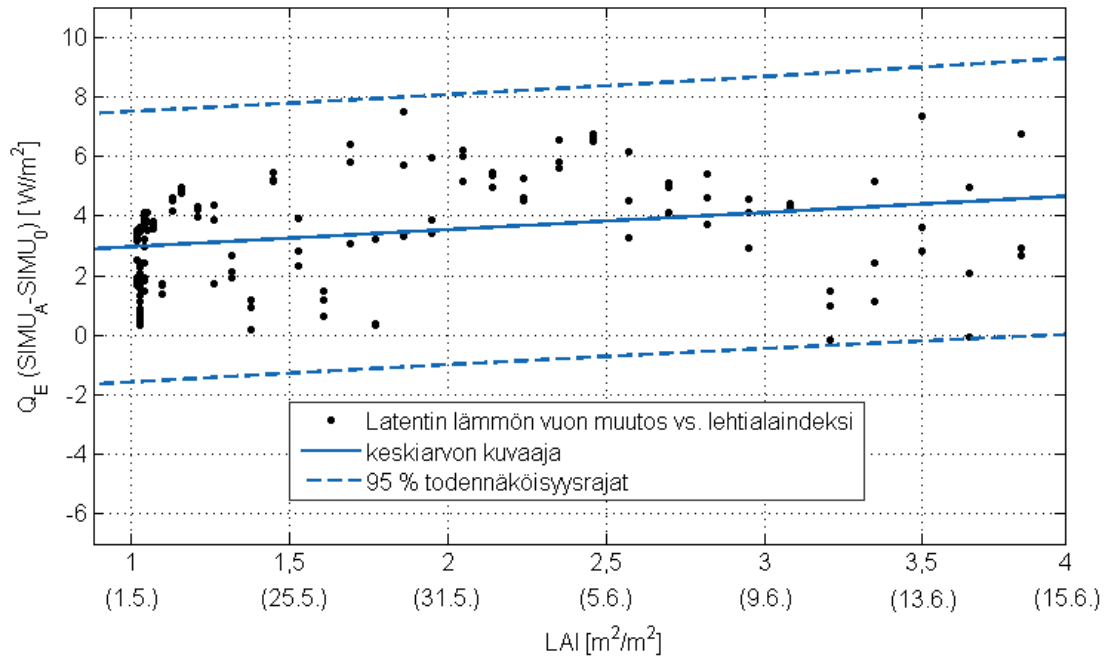
Kuvasta 15 voidaan havaita, että mallinnettu lehtialaindeksi lähti voimakkaaseen kasvuun vasta toukokuun alun kylmä jakson päätyttyä. Ensimmäinen täyden lehtialaindeksi päivä oli 15.6. Myös lehtimetsän vesivaje pysyi pienenä koko toukokuun kylmän jakson ja lehtimetsän maaperän kuivumista hillitsi toukokuun lopun sateet, joiden päättymisen jälkeen maaperä alkoi kuivua seuraavien sateiden alkuun saakka. Vesivajeen kuvaajassa näkyy selvästi sateiden vaikutus koko tutkitun jakson ajan.

4.5.1 Turbulenttiset vuot ja lehtialaindeksi

Lehtialaindeksin ja turbulenttisten voiden muutosten yhteys nähdään kuvissa 16 ja 17, joista ensin mainitussa on havaitun lämmön vuon keskipäivien muutokset lehtialaindeksin funktiona lehtialaindeksi kasvun aikana ja toisessa latentin lämmön vuon muutokset. X-akselin lehtialaindeksin arvon alapuolisissa suluissa olevat päivämäärät kertovat sen päivän, jolloin kyseinen lehtialaindeksi ylittyi ensimmäisen kerran.



Kuva 16. A-simulaation havaitun lämmön vuon keskipäivän (12.00 - 15.00, UTC+2) muutokset lehtialaindeksin funktiona lehtialaindeksi kasvun aikana (1. toukokuuta - 15. kesäkuuta), keskiarvon kuvaaja on $\Delta Q_H(x) = -0,381 \text{ Wm}^{-2}(\text{m}^2\text{m}^{-2})(x) + 1,7 \text{ Wm}^{-2}$ (RMSE: $1,3 \text{ Wm}^{-2}$, R^2 : 0,065)

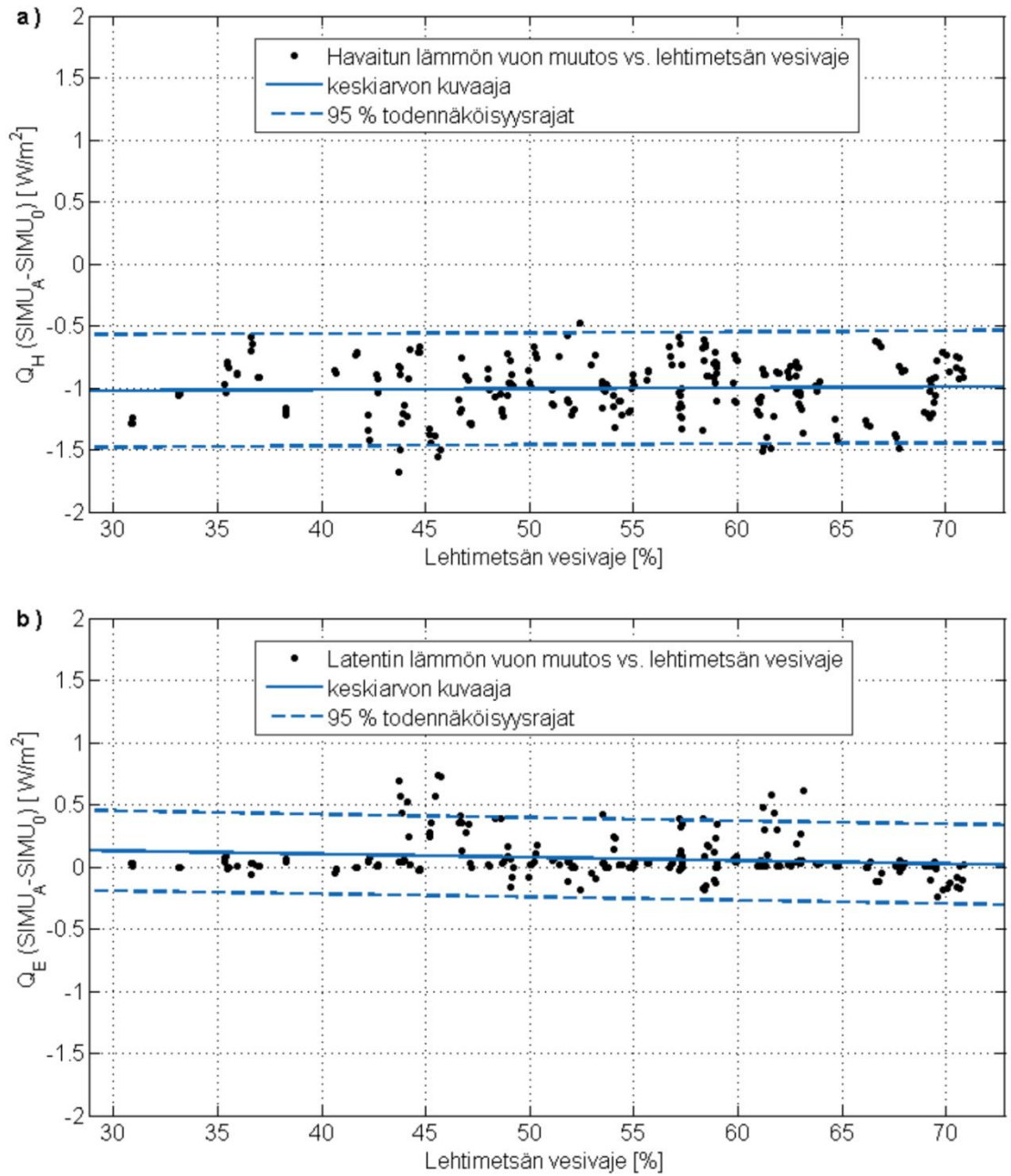


Kuva 17. A-simulaation latentin lämmön vuon keskipäivän (12.00 - 15.00, UTC+2) muutokset lehtialaindeksin funktiona lehtialaindeksi kasvun aikana (1. toukokuuta - 15. kesäkuuta), keskiarvon kuvaaja on $\Delta Q_E(x) = 0,573 \text{ Wm}^{-2}(\text{m}^2\text{m}^{-2})(x) + 2,4 \text{ Wm}^{-2}$ (RMSE: $1,7 \text{ Wm}^{-2}$, R^2 : 0,076)

Kuvista voidaan havaita, että havaitun lämmön vuon muutos laskee ja latentin lämmön vuon muutos kasvaa jonkin verran lehtialaindeksin kasvun aikana mutta tuloksissa on hajontaa. Toukokuun sääolot olivat kolmijakoiset, ensimmäiset kymmenen päivää hyvin kylmää, toiset kymmenen keskimääräistä huomattavasti lämpimämpää ja viimeiset kymmenen päivää olivat keskimääräistä hiukan lämpimämpiä. Kesäkuun alun vuorokauden keskilämpötila oli noin asteen keskimäärästä kylmempi mutta aikajakso oli kuvan 8 b-paneelin lyhytaaltoisen säteilyn vuon kuvaajan mukaan aurinkoista. Lisäksi lehtimetsän maaperä alkoi kuivua toukokuun viimeisen viikon keskivaiheilla aurinkoisen jakson alettua.

4.5.2 Turbulenttiset vuot yöllä ja lehtimetsän vesivaje

15. kesäkuuta lähtien lehtimetsän lehtialaindeksi pysyi muuttamattomana tarkemmin tutkitun jakson loppuun saakka. Täyden lehtialaindeksin ajalta tutkittiin tarkemmin A-simulaation turbulenttisten voiden keskiyön ja keskipäivän jälkeisten kolmen tunnin muutokset, jotka suhteutettiin samojen tuntien lehtimetsän vesivajeen arvoon. Kuvassa 18 näkyy yön tuntien (00.00 - 03.00) muutokset.



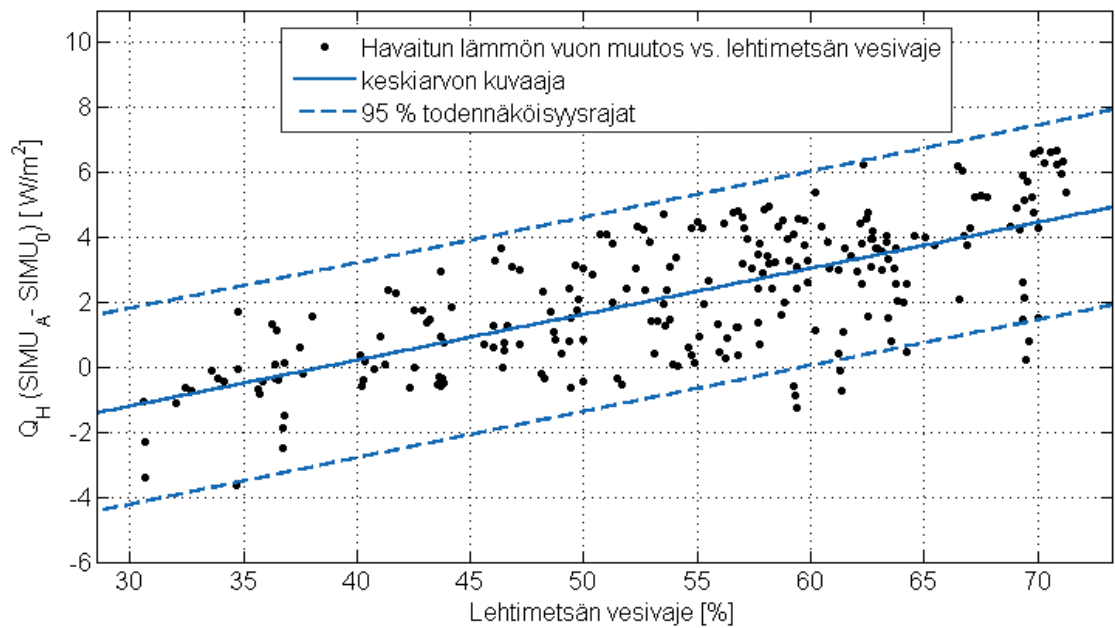
Kuva 18. A-simulaation turbulenttisten voiden keskipäivän (12.00 - 15.00, UTC+2) muutokset lehtimetsän maaperän vesivajeen funktiona täyden lehtialaindeksi aikana (15. kesäkuuta - 31. elokuuta). a) Havaitun lämmön vuon muutokset, joiden keskiarvon kuvaaja on $\Delta Q_H(x) = 0,0008 \text{ Wm}^{-2} \%^{-1}(x) - 1,1 \text{ Wm}^{-2}$ (RMSE: $0,23 \text{ Wm}^{-2}$, R^2 : 0,001) ja b) Latentin lämmön vuon muutokset, joiden keskiarvon kuvaaja on $\Delta Q_E(x) = -0,0026 \text{ Wm}^{-2} \%^{-1}(x) + 0,2 \text{ Wm}^{-2}$ (RMSE: $0,16 \text{ Wm}^{-2}$, R^2 : 0,027)

Kuvan 18 a-paneelistä voidaan havaita, että havaitun lämmön vuon muutokset pysyvät yöllä keskimäärin -1 W/m^2 tasolla koko täyden lehtialaindeksin ajan. Kuvan 18 b-paneelin latentin lämmön vuon muutos laskee keskimäärin erittäin loivasti pienistä

positiivisista arvoista kohti 0-tasoa. Huomattavaa ovat pienet positiivisiin arvoihin kallellaan olevat muutokset noin 45 % ja hieman heikompana noin 62 % vesivaje-arvojen kohdalla, mitkä saattavat poikkeuttaa keskimääräisten arvojen kuvaajaa 0-tasosta, jolla suurin osa latentin lämmön vuon muutoksien arvoista sijaitsee.

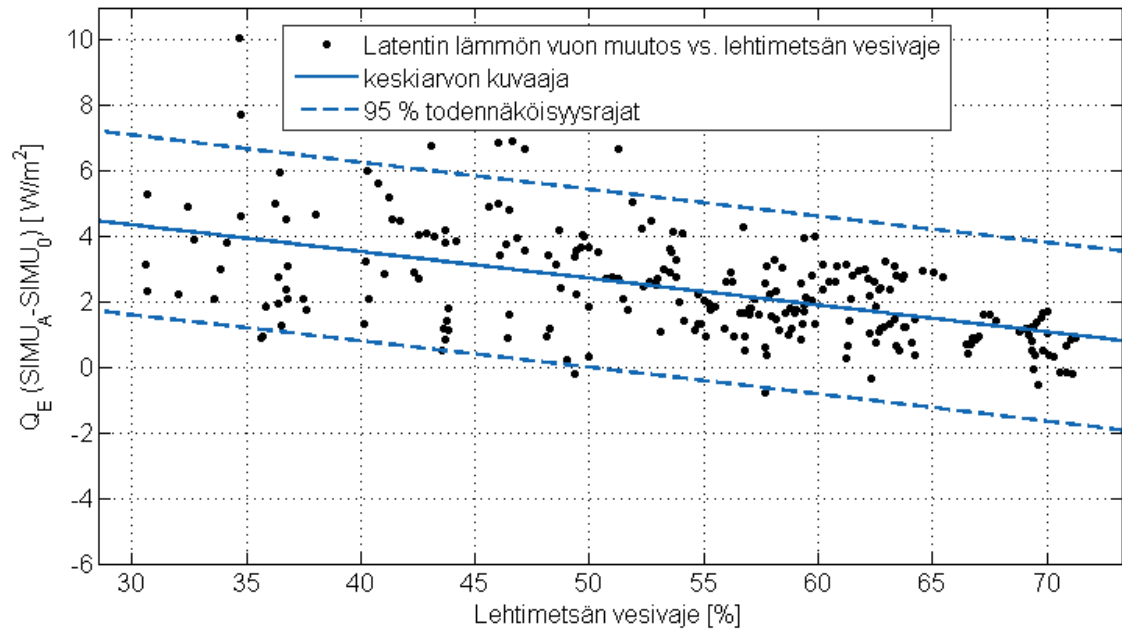
4.5.3 Turbulenttiset vuot keskipäivällä ja lehtimetsän vesivaje

Iltapäivän ensimmäisinä kolmena tuntina molempien turbulenttisten voiden keskimääräisen arvon kuvaajan kulmakertoimet poikkeavat nollasta, mikä nähdään selvästi kuvasta 19 ja 20. Kuvasta 19 voidaan havaita, että mitä kuivemmaksi lehtimetsän maaperä muuttuu, sitä suuremmaksi havaitun lämmön vuon muutos kasvaa ja sitä enemmän latentin lämmön vuon muutos pienenee (Kuva 20).



Kuva 19. A-simulaation havaitun lämmön vuon keskipäivän (12.00 - 15.00, UTC+2) muutokset lehtimetsän maaperän vesivajeen funktiona täyden lehtialaindeksin aikana (15. kesäkuuta - 31. elokuuta), keskiarvon kuvaaja on $\Delta Q_H(x) = 0,142 \text{ Wm}^{-2} \%^{-1}(x) - 5,5 \text{ Wm}^{-2}$ (RMSE: $1,5 \text{ Wm}^{-2}$, R^2 : 0,50)

Keskimääräisten arvojen kuvaajien perusteella voidaan laskea, että havaitun lämmön vuon muutos keskipäivällä muuttuu negatiiviseksi, kun vesivaje laskee alle 38,5 % lukemaan.

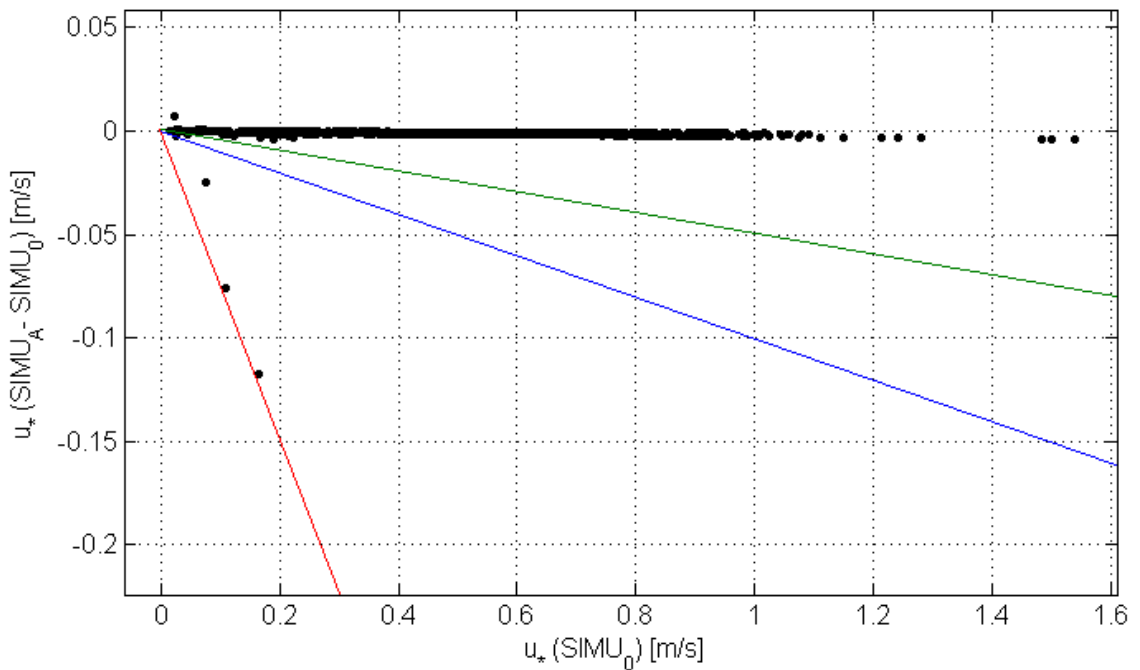


Kuva 20. A-simulaation latentin lämmön vuon keskipäivän (12.00 - 15.00, UTC+2) muutokset lehtimetsän maaperän vesivajeen funktiona täyden lehtialaindeksin aikana (15. kesäkuuta - 31. elokuuta), keskiarvon kuvaaja on $\Delta Q_E(x) = -0,082 \text{ Wm}^{-2}\%^{-1}(x) + 6,8 \text{ Wm}^{-2}$ (RMSE: $1,4 \text{ Wm}^{-2}$, R^2 : 0,28)

B-simulaation haihduttavan pinnan muutos koostui A-simulaation lehtimetsän muutoksen lisäksi kastellun nurmen lisäyksellä. Kastellun nurmen keskimääräinen vesivaje oli 4,2 %. A-simulaation havaitun- ja latentin lämmön voiden muutosten keskimääräisten kuvaajien avulla lasketun havaitun lämmön vuon muutos 4,2 % vesivajeen tapauksessa olisi $-4,9 \text{ W/m}^2$ ja haihduttavan pinta-alan muutokseen suhteutettuna $-6,5 \text{ W/m}^2/\text{ha}$. Vastaavat luvut latentin lämmön vuon muutokselle keskiarvon kuvaajien avulla ovat $6,5 \text{ W/m}^2$, joka suhteutettuna lehtimetsän lisääntyneeseen pinta-alaan on $8,6 \text{ W/m}^2/\text{ha}$. Taulukossa 4 olevien B-simulaation turbulenttisten voiden kolmen ensimmäisen iltapäivän tunnin haihduttavan pinnan kasvupinta-alaan suhteutetut lukemat ovat latentin lämmön vuon tapauksessa $7,6 \text{ W/m}^2/\text{ha}$ ja havaitun lämmön vuon tapauksessa $-8,4 \text{ W/m}^2/\text{ha}$. On kuitenkin muistettava, että simulaatioissa lehtimetsän vesivaje ei kertaakaan täyden lehtialaindeksin aikana laskenut alle 30 % vaan lehtimetsän keskimääräinen vesivaje täyden lehtialaindeksin aikana oli 54 %.

4.6. Simulaatioiden kitkanopeuksien muutokset

Kitkanopeus kertoo rosoisen pinnan ilmavirralle aiheuttaman jarruttavuuden suuruuden, missä liikemäärän vuo suuntautuu alaspäin turbulenssin siirtämänä. Kuvassa 21 on A-simulaation kitkanopeuden muutos suhteutettuna alkuperäiseen kitkanopeuteen. Kuvasta voidaan todeta, että muutamaa simuloitua arvoa lukuun ottamatta kitkanopeus ei juurikaan muutu simulaatioiden välillä ja muutamat muuttuneet kitkanopeudet ovat tapahtuneet silloin, kun alkuperäinen kitkanopeus on ollut alle 0,2 m/s.



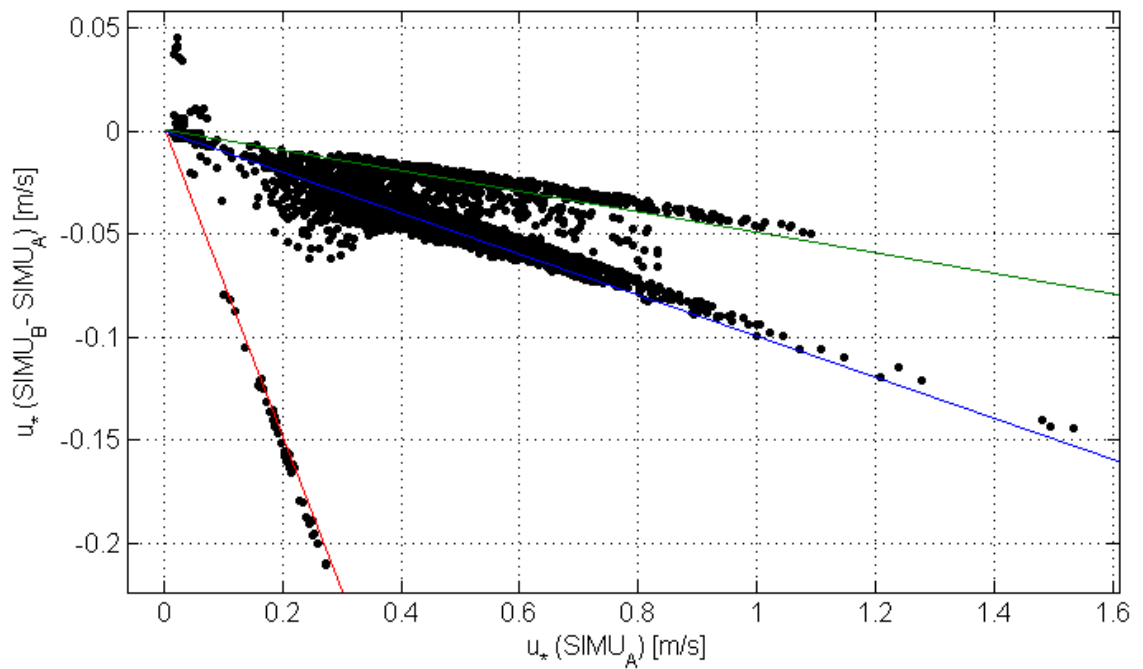
Kuva 21. A-simulaation kitkanopeuksien muutos suhteutettuna 0-simulaation kitkanopeuteen.

Vihreä apuviiva ilmaisee -5 %, sininen -10 % ja punainen -75 % muutostason.

B-simulaatiossa viherkattojen vaikutusta arvioitiin poistamalla rakennukset mallinnetun alueen kokonaispinta-alasta ja korvaamalla poistetut rakennukset muodoltaan tasaisella nurmella, jonka aiheuttama muotokitka on rakennuksia pienempi.

Todellisuudessa A- ja B-simulaatioiden muotokitkat olisivat olleet samat. Toisin kuin A-simulaation kitkanopeuksien muutoksien kohdalla, joita verrattiin alkuperäiset pinta-alasuhteet sisältävään simulaatioon, B-simulaation kitkanopeuksien muutoksia verrattiin A-simulaation kitkanopeuteen (Kuva 22).

Kuvasta 22 voidaan todeta, että suurimmat muutokset ovat positiiviseen suuntaan ja ne tapahtuvat erittäin pienillä kitkanopeuksien arvoilla. Suurimmat negatiiviset muutokset tapahtuvat alle 0,4 m/s kitkanopeuksilla ja punaista viivaa sivuavien pisteiden prosentuaalinen lasku on 75 %. Kun alkuperäinen kitkanopeus on yli 0,4 m/s, B-simulaation kitkanopeudet laskevat enimmäkseen 5-10 % alkuperäisestä arvosta. Suurimmilla kitkanopeuksien arvoilla, kitkanopeudet laskevat noin 10 % tahdilla.

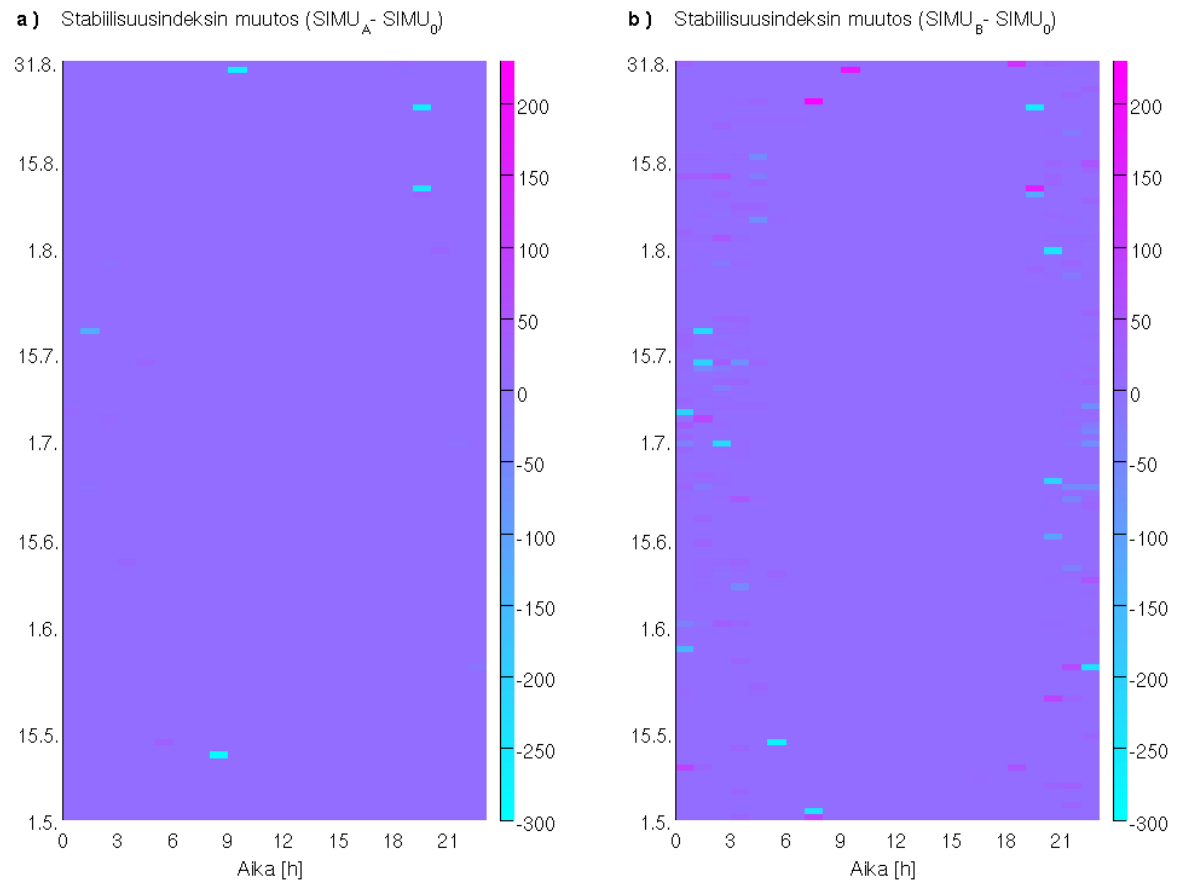


Kuva 22. B-simulaation kitkanopeuksien muutos suhteutettuna A-simulaation kitkanopeuteen. Vihreä apuviiva ilmaisee -5 %, sininen -10 % ja punainen -75 % muutostason.

4.7 Simulaatioiden stabiilisuusindeksien muutokset

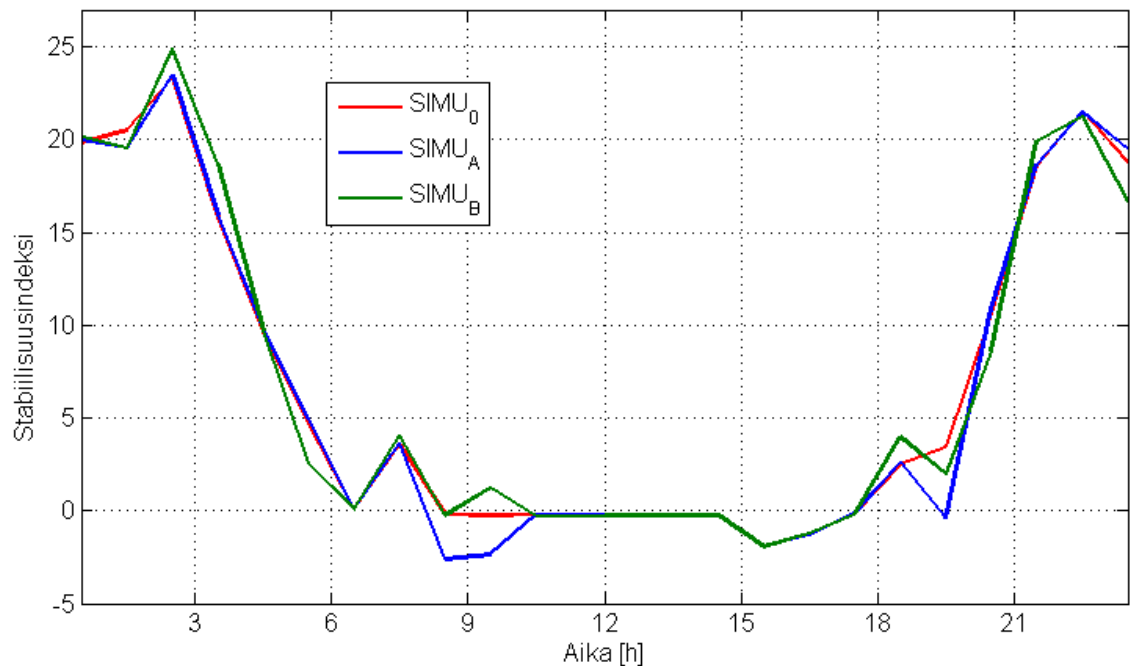
Simulaatioiden rajakerroksen stabiiliuden muutoksia tutkittiin stabiilisuusindeksin avulla, jossa on mukana niin mekaanisen kuin termisen turbulenssin vaikutus. A- ja B-simulaatioiden stabiilisuusindeksien muutokset näkyvät kuvassa 23. Molempien simulaatioiden kohdalla voidaan nähdä, että muutokset keskittyvät iltojen ja aamupäivien välisille tunneille mutta keskimäärin rajakerroksen rakenne ei juuri muutu. Huomattavaa on myös se, että sama tunti on muutamassa tapauksessa toisessa simulaatiossa alkutilannetta labiilimpi ja toisessa stabiilimpi. Tällainen tunti on muiden muassa 30.

elokuuta yhdeksännen tunnin kohdalla. Samoin on tunteja, joissa muutos on molemmissa simulaatioissa samansuuntainen. Ilmeistä on myös se, että stabiilisuusindeksi muuttuu useammin B-simulaatiossa.



Kuva 23. Simulaatioiden stabiilisuusindeksien muutokset 1.5.-31.8.2010. a) A-simulaatio ($SIMU_A - SIMU_0$) ja b) B-simulaatio ($SIMU_B - SIMU_0$).

Kaikkien kolmen simulaation stabiilisuusindeksien keskimääräiset vuorokautisvaihtelut ovat niin lähellä toisiaan, että ne voidaan sijoittaa samaan kuvaan (Kuva 24). Vuorokauden ensimmäisten tuntien aikana niin A- kuin B-simulaatiokin ovat alkuutilannetta vähemmän stabiileja. Aikavälillä 01.00-02.00 (UTC+2) molempien simulaatioiden stabiilisuusindeksit ovat vajaat yksi 0-simulaation stabiilisuusindeksiä (20,5) pienempiä.



Kuva 24. Kaikkien kolmen simulaation stabiilisuusindeksien keskimääräiset vuorokautisvaihtelut.

Aamuyön tunteina A-simulaatio liittyy alkuperäisen 0-simulaation vuorokautisvaihteluun ja molemmat käyttäytyvät keskimäärin samoin ensimmäisille aamupäivän tunneille saakka. Tänä aikana B-simulaation stabiilisuusindeksi on alkuun keskimäärin alkuperäistä simulaatiota stabiilimpi. Kahden tunnin ajan 02.00-04.00 (UTC+2) B-simulaation stabiilisuusindeksin vuorokautisvaihtelu on keskimäärin 2,2 yksikköä 0-simulaatiota suurempi. Ennen aamukuutta B-simulaatio muuttuu alkuperäistä simulaatiota vähemmän stabiiliksi (-2,2) kunnes liittyy alkuperäisen simulaation vuorokautisvaihteluun.

08.00-14.00 (UTC+2) 0-simulaation stabiilisuusindeksi on keskimäärin -0,214. Tänä aikana A-simulaation vuorokautisvaihtelu on aikavälillä 08.00-10.00 (UTC+2) labiili, jossa kahden tunnin keskimääräinen stabiilisuusindeksi on -2,3. B-simulaatio on stabiilisuusindeksiltään +1,4 aikavälillä 09.00-10.00 (UTC+2).

Aikavälillä 10.00-14.00 (UTC+2) 0-simulaation keskimääräinen stabiilisuusindeksi on 0,211, A-simulaation 0,212 ja B-simulaation -0,266.

Kello 14.00 (UTC+2) jälkeen kaikki simulaatiot käyvät labiilin puolella saaden stabiilisuusindeksin arvon -1,9 vuorokauden kuudennellatoista tunnilla (15.00-16.00, UTC+2) kunnes kaikki muuttuvat yhdessä stabiileiksi ja alkavat erota toisistaan illan ensimmäisinä tunteina.

A-simulaation suurin keskimääräinen poikkeama illan aikana on aikavälillä 19.00-20.00 (UTC+2), jolloin stabiilisuusindeksi on -3,9 pienempi kuin 0-simulaation lukema ja jolloin A-simulaatio käy lievästi labiilin stabiilisuusindeksin puolella (-0,412).

B-simulaation suurimmat keskimääräiset poikkeamat illan aikana ovat aikavälillä 18.00-19.00 (UTC+2), jolloin stabiilisuusindeksi on +1,5 suurempi kuin 0-simulaation arvo. Seuraavien kahden tunnin ajan (19.00-21.00, UTC+2) B-simulaation stabiilisuusindeksi on -1,8 pienempi, kello 21.00-22.00 (UTC+2) 1,3 suurempi ja vuorokauden viimeisen tunnin (23.00-24.00, UTC+2) -2,0 pienempi kuin 0-simulaation vertailuarvon lukema.

5. JOHTOPÄÄTÖKSET

Ilmakehä ja maanpinta pyrkivät keskenään tasapainoon, joka saavutetaan vaihtamalla energiaa maanpinnan energiataseen termien välityksellä. Energiataseen eri termien merkitykset maanpinnan eri pintojen välillä vaihtelevat niiden fysikaalisten ominaisuuksien perusteella. Jos alueella esiintyviä pintoja vaihdetaan uusiin, alueen pinnan ja ilmakehän vuorovaikutus muuttuu ja myös pinta ja ilmakehä asettuvat uuteen tasapainotilanteeseen. Myös ilmakehä itsessään haluaa olla tasapainossa, joka saavutetaan tasaamalla ilmakerrosten eroja turbulenssin avulla. Ilmakehän sitä osaa, johon maanpinta ulottaa vaikutuksensa, kutsutaan rajakerrokseksi. Näin ihmiskunta, joka kaupungistumisen myötä vaihtaa luonnontilaisten alueiden pintoja rakennetuilla pinnoilla, muokkaa samalla välittömintä elinympäristöään. Jotta kaupunkilaisten elinympäristön muutoksia ja elinkelpoisuutta voitaisiin arvioida tarkemmin, on tärkeää tietää millä lailla kaupunkialueella esiintyvät pinnat vuorovaikuttavat ilmakehän kanssa ja kuinka eri pintojen suhteellisten osuuksien muutokset kokonaispinta-alasta vaikuttavat tähän kokonaisuuteen.

Tässä pro gradu -tutkielmassa tutkittiin ensisijaisesti miten kaupunkialueen energiataseen termit muuttuvat, kun tutkittavan alueen pintojen suhteellisia osuuksia kokonaispinta-alasta muutettiin. Toissijaisesti tutkittiin miten energiataseen termien muutokset vaikuttavat ilmakehän turbulenssiin. Tutkittavia suureita olivat energiataseen havaitun lämmön vuo, latentin lämmön vuo, lämmön varastotermi ja säteilytase. Ilmakehän turbulenssiin liittyvistä suureista tutkittiin kitkanopeus ja stabiilisuusindeksi.

Huomattavimmat erot simulaatioiden kesken nähdään energiataseen turbulenttisten voiden käyttäytymisessä. A-simulaation havaitun lämmön vuon muutos saa tutkitun aikajakson keskipäivinä niin positiivisia kuin negatiivisiakin arvoja. B-simulaation havaitun lämmön vuon keskipäivien muutokset ovat koko tutkitun aikajakson negatiivisia. B-simulaation latentin lämmön vuon muutokset ovat keskipäivisin lähes samansuuruisia mutta vastakkaismerkkisiä.

B-simulaation keskipäivän havaitun lämmön vuo on keskimäärin 50 % pienempi kuin 0-simulaatiossa. Keskipäivällä B-simulaation latentin lämmön vuo puolestaan kasvaa yli 100 %. Niiden tuntien aikana, kun säteilytase on positiivinen, on 0-simulaation Bowenin suhde yli kahden mutta B-simulaatiossa Bowenin suhteen lukuarvo jää alle yhden, mikä tarkoittaa latentin lämmön vuon olevan turbulenttisista voista suurempi, jos mallinnetun alueen kaltaisen alueen rakennukset katetaan nurmikatteella.

A-simulaation turbulenttisten voiden käyttäytymisen taustalta löydettiin yhteys lehtimetsän vesivajeeseen. Näiden simulaatioiden pohjalta voidaan todeta, että jos läpäisemättömiä asfalttipintoja muutetaan 1/4-osalta rakennuksiksi ja 3/4-osalta lehtimetsäksi, havaitun lämmön vuon keskipäivän muutokset ovat keskimäärin negatiivisia, kun lehtimetsän vesivaje laskee alle 38,5 %, joka on reilusti vähemmän kuin keskimääräinen lehtimetsän vesivaje tutkittuna jaksena. Turbulenttisten voiden muutoksiin soveliaampia ovat tämän opinnäytteen mukaan viherkatot, jotka muuttivat merkittävästi koko mallinnetun alueen turbulenttisten voiden suhteita, vaikka viherkattojen osuus oli vain reilu viidennes kokonaispinta-alasta.

Lämmön varastotermin suhteen nurmi, jonka maa-aines on kastelusta johtuen jatkuvasti kosteaa, vaikuttaa rakennuksiin verrattavissa olevalta lämmön varastolta, johon päivisin varautuu rakennuksia hiukan tehokkaammin lämpöä ja joka vapautuu takaisin ilmakehään illan ja yön tunteina ja lisää näiden tuntien havaitun lämmön voiden positiivisia muutoksia.

A-simulaatiossa mallinnetun alueen massaan varastoituu päivällä vähemmän energiaa. A-simulaatiossa lämmön varastotermi vähenee, koska lehtimetsän kohdalla säteilytaseen energia voidaan ajatella tulleen käytetyksi metsän lehtien tasolla veden höyrystämiseen ja havaitun lämmön vuohon, jolloin lehtimetsässä lämpöä varastoiville osille kuten puiden rungolle ja oksille tai maaperälle ei jää säteilytaseesta energiaa jaettavaksi, vaan niiden voidaan ajatella olevan puiden lehtien varjostamia. Tällöin näitä

osia lämmittää vain niiden pintaa koskettava ilmavirta. Yöllä A-simulaation lämmön varastotermin muutos on positiivinen eli lämpöä varastoineet osat eivät menetä lämpöään kuten alkuperäisessä tilanteessa. Todellisessa metsässä puiden rungot, oksat ja lehdet peittävät metsän pintojen näkyvyyttä taivaalle ja samalla estävät pintojen pitkäaaltoisen säteilyn karkaamista latvuston yläpuolelle öisin, mutta simulaatioiden muutosten ei voida sanoa johtuvan tästä.

Päivisin A- ja B-simulaatioiden säteilytaseiden muutokset ovat negatiivisia, mikä näiden tuloksien valossa johtuu mallinnettavien alueiden albedojen kasvusta, koska vain lyhytaaltoisen säteilyn vuo kasvaa mallinnettujen alueiden pinnalla ja pinnan lämpötilaan liitettävä pitkäaaltoisen säteilyn vuo vähenee. Kaikkien simulaatioiden säteilytaseeseen suhtautetut turbulenttiset vuot, lämmönvarastotermit ja Bowenin suhteet sijoittuvat vuomittauksilla tehtyihin vertailuarvoihin hyvin, vaikka simulaatioissa mallinnettu alue poikkeaa ilmastoltaan ja leveysasteeltaan vuomittauksien kaupungeista huomattavasti.

Niin A- kuin B-simulaatioidenkin pintalämpötilat ovat päivisin 0-simulaation pintalämpötiloja matalempia. Keskipäivisin A- ja B-simulaatioiden säteilytaseissa on molemmissa 0-simulaatiota vähemmän energiaa jaettavaksi. B-simulaatiossa latentin lämmön vuon kautta kuluvan energian määrä kasvaa ja havaitun lämmön vuon laskee, mutta A-simulaatiossa molempien turbulenttisten voiden muutos on keskimäärin positiivinen, mikä viittaa nousseisiin pintalämpötiloihin. Tämä voi johtua siitä, että lehtimetsän havaitun lämmön vuo on lähtöisin niistä osista, joille auringon suora valo lankeaa, kun taas lehtimetsän ne pinnat, joiden pinta-aines on paksumpaa ja ohutta lehteä painavampi, ovat varjossa ja siten viileämpiä. Simulaatioiden pinta-alasuhteiden muutoksiin suhteutetuissa pintalämpötiloissa A-simulaation pintalämpötila laski enemmän kuin B-simulaation pintalämpötila. Tässä on pidettävä mielessä se, että pintalämpötilan muutos ei ole sama asia kuin ilman lämpötilan muutos, johon pinnat vaikuttavat havaitun lämmön vuon kautta.

A- ja B simulaatioiden havaitun lämmön voiden keskimääräisten vuorokautisvaihteluiden prosentuaalisissa eroissa 0-simulaatioon näkyy suuria arvoja öisin, mitkä johtuvat 0-simulaation pienistä vertailuarvoista tilanteessa, jossa keskimääräinen vuorokautisvaihtelu vaihtaa merkkiään negatiivisesta positiiviseen nollan kautta. Suurien arvojen sijaan asiassa on mielenkiintoista se, että tämä viittaa A-, B- ja 0-simulaatioiden havaitun lämmön voiden saavuttavat minimitasonsa eri aikaan, eli ne

reagoivan auringon laskuihin ja nousuihin eri ajan hetkenä ja niiden vuorokautisvaihteluissa on vuorokauden pimeimpinä aikoina vaihe-eroja.

B-simulaatiossa viherkattoja simuloitiin poistamalla A-simulaation rakennukset, joiden tilalle sijoitettiin kasteltua nurmea, joka ei aiheuta ilmavirralle muutokitkaa rakennusten lailla. Koska kitkanopeus on tekijänä myös stabiilisuusindeksissä käytettävässä Obukhovin-pituudessa, muutos heijastuu jossain määrin myös B-simulaation stabiilisuusindeksin tarkasteluun.

A- ja B-simulaatioiden stabiilisuusindeksit muuttuvat eniten iltapäivien ulkopuolella, ei silloin kun turbulenttisten voiden muutokset ovat suurimmillaan. A-simulaation stabiilisuusindeksin vuorokautisvaihtelussa näkyy huomattavia eroja 0-simulaatioon verrattuna mutta ne johtuvat muutamista suurista poikkeamista, jotka eivät vaikuta säännöllisiltä. Vaikka B-simulaatiossa tapahtuu stabiilisuusindeksin muutoksia huomattavasti A-simulaatiota enemmän, eivät muutokset ole vuorokautisvaihtelussa yhtä näkyviä, koska muutoksia on niin negatiiviseen kuin positiiviseenkin suuntaan ja vastakkaismerkkiset muutokset kumoavat toisensa vuorokautisvaihteluiden keskiarvoistumisen yhteydessä. B-simulaation kohdalla voidaan kuitenkin sanoa, että niiden tuntien aikana, kun vuorokautisvaihtelu eroaa 0-simulaation vuorokautisvaihtelusta, stabiilisuusindeksissä tapahtuu paljon muutoksia molempiin suuntiin, joista dominoivampi suunta näkyy B-simulaation vuorokautisvaihtelun poikkeamassa. B-simulaatiossa voimakkaasti positiiviset stabiilisuusindeksin muutokset ovat harvinaisempia kuin voimakkaasti negatiiviset muutokset. Kiinnostavinta B-simulaation stabiilisuusindeksin muutoksissa 0-simulaatioon verrattuna on se, että muutoksia tapahtuu niiden vuorokauden tunteina, kun turbulenttisten voiden muutokset ovat pienimmillään. Tämä voi merkitä, että muutokset stabiilisuudessa liittyvät turbulenttisten voiden vaihe-eroihin, jotka syntyvät kun alueiden eri pintojen suhteellisia osuuksia kokonaispinta-alasta muutetaan. Tapoja, joilla vaihe-erojen vaikutuksia stabiiliuteen tutkitaan, ei tämän opinnäytteen tekijä löytänyt eikä keksinyt.

KIITOKSET

Tämän pro gradu -tutkielman valmistumisen mahdollisti joukko ihmisiä, joita haluan seuraavassa kiittää.

Ensimmäiseksi haluan kiittää Helsingin yliopistoa ja sen henkilökuntaa mahdollisuudesta saada opinto-oikeus takaisin ja heidän sujuvasta avusta tänä aikana.

Toiseksi haluan kiittää tämän tutkielman valmistumista tukeneita ihmisiä, joista tärkeimpänä työn ohjaajaa Leena Järveä erittäin kiinnostavasta aiheesta ja neuvoista, joiden ansiosta tämä tutkielma saavutti täydellisesti tason, jolle ylle kirjoittanut voi kyetä. Lisäksi haluan kiittää simulaatioiden alkuarvojen mittaamisesta Petri Kerosta, Matti Leskistä ja Erkki Siivolaa. Kiitokset myös tutkielman tarkastamisesta Timo Vesalalle.

Viimeiseksi haluan kiittää suomalaista yhteiskuntaa, joka on tukenut ja mahdollistanut Helsingin yliopiston työntekijöitä rakentamaan opinahjon, jossa tämän työn valmistuminen on tehty mahdolliseksi, ja joka uskoo toisiin mahdollisuuksiin.

KIRJALLISUUSLUETTELO

Arnfield, J., 2003: Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int. J. Climatol.* **23**: 1–26.

Aubinet, M., D. Papale, T. Vesala, 2012: Eddy Covariance - A Practical Guide to Measurement and Data Analysis. *Springer Atmospheric Sciences*, 1– 433.

Grimmond, CSB. 1992: The suburban energy balance: methodological considerations and results for a mid-latitude west coast city under winter and spring conditions. *International Journal of Climatology*, **12**, 481– 497.

Grimmond C. S. B., M. Blackett, M. J. Best, J. Barlow, J.-J. Baik, S. E. Belcher, S. I. Bohnenstengel, I. Calmet, F. Chen, A. Dandou, K. Fortuniak, M. L. Gouvea, R. Hamdi, M. Hendry, T. Kawai, Y. Kawamoto, H. Kondo, E. S. Krayenhoff, S.-H. Lee, T. Loridan, A. Martilli, V. Masson, S. Miao, K. Oleson, G. Pigeon, A. Porson, Y.-H. Ryu, F. Salamanca, L. Shashua-Bar, G.-J. Steeneveld, M. Tombrou, J. Voogt, D. Young ja N. Zhang, 2010: The International Urban Energy Balance Models Comparison Project: First Results from Phase 1, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 1268–1292.

Grimmond, C. S. B. ja C. Souch, 1984: Surface Description for Urban Climate Studies: A GIS Based Methodology. *Geocarto International*, **1**, 47–59

Grimmond, C.S.B. ja T.R. Oke, 1986: Urban Water Balance 2. Results From a Suburb of Vancouver, British Columbia. *Water Resources Research*, vol. 22, **10**, 1404 –1412

Grimmond, C.S.B. ja T.R. Oke, 1999a: Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form. *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 1262–1292.

Grimmond, C.S.B. ja T.R. Oke, 1999b: Evapotranspiration rates in urban areas. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, **259**, 235–243.

Grimmond, C.S.B. ja T.R. Oke, 1999c: Heat storage in urban areas: observations and evaluation of a simple model. *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 922–940

Grimmond, C.S.B. ja T.R. Oke, 2002: Turbulent Heat Fluxes in Urban Areas: Observations and a Local-Scale Urban Meteorological Parameterization Scheme (LUMPS). *Journal of Applied Meteorology*, **41**, 792–810.

Ichinose, T., K. Shimodozono, and K. Hanaki, 1999: Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo. *Atmospheric Environment*, **33**, 3897–3909.

Ilmasto-opas.fi, 2014:

<https://ilmasto-opas.fi/fi/ilmastonmuutos/suomen-muuttuva-ilmasto/-/artikkeli/1c8d317b-5e65-4146-acda-f7171a0304e1/nykyinen-ilmasto-30-vuoden-keskiarvot.html>

Järvi, L., C.S.B Grimmond ja A. Christen, 2011: The Surface Urban Energy and Water Balance Scheme (SUEWS): Evaluation in Los Angeles and Vancouver, *Journal of Hydrology*, **411**, 219–237.

Maanmittauslaitos, 2014:

<http://www.maanmittauslaitos.fi/digituotteet/laserkeilausaineisto>

Oke, T. T., 1982: The energetic basis of the urban heat island. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 1–24.

Sailor, D. J., T. B. Elley ja M. Gibson, 2011: Exploring the building energy impacts of green roof design decisions – a modelling study of building in four distinct climates, *Journal of Building Physics*, **35(4)**, 372–391.

Savijärvi, H. ja T. Vihma, 2001: Rajakerroksen fysiikka I -luentomoniste, 1–63

Spronken-Smith, R. A. ja T. R. Oke, 1998 The thermal regime of urban parks in two cities with different summer climates, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 19, **19**, 2085–2104.

Ilmatieteen laitos, 2014:

<http://ilmatieteenlaitos.fi/saa/helsinki?parameter=4&map=weathernow&station=101004>

Ilmatieteen laitos, 2014:

<http://ilmatieteenlaitos.fi/kuukausitilastot>

Nunez, M ja T.R. Oke, 1977: The Energy Balance of an Urban Canyon. *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 11–19.

Vesala, T, 2010: Ympäristöfysiikan perusteet - Johdatus siirtoilmiöihin ja ilmakehänfysiikkaa. *Repor Seriesin Aerosol Science*, 1–93.

Vihma, T., 2009: Rajakerroksen fysiikka II -luentomoniste, 1–96.